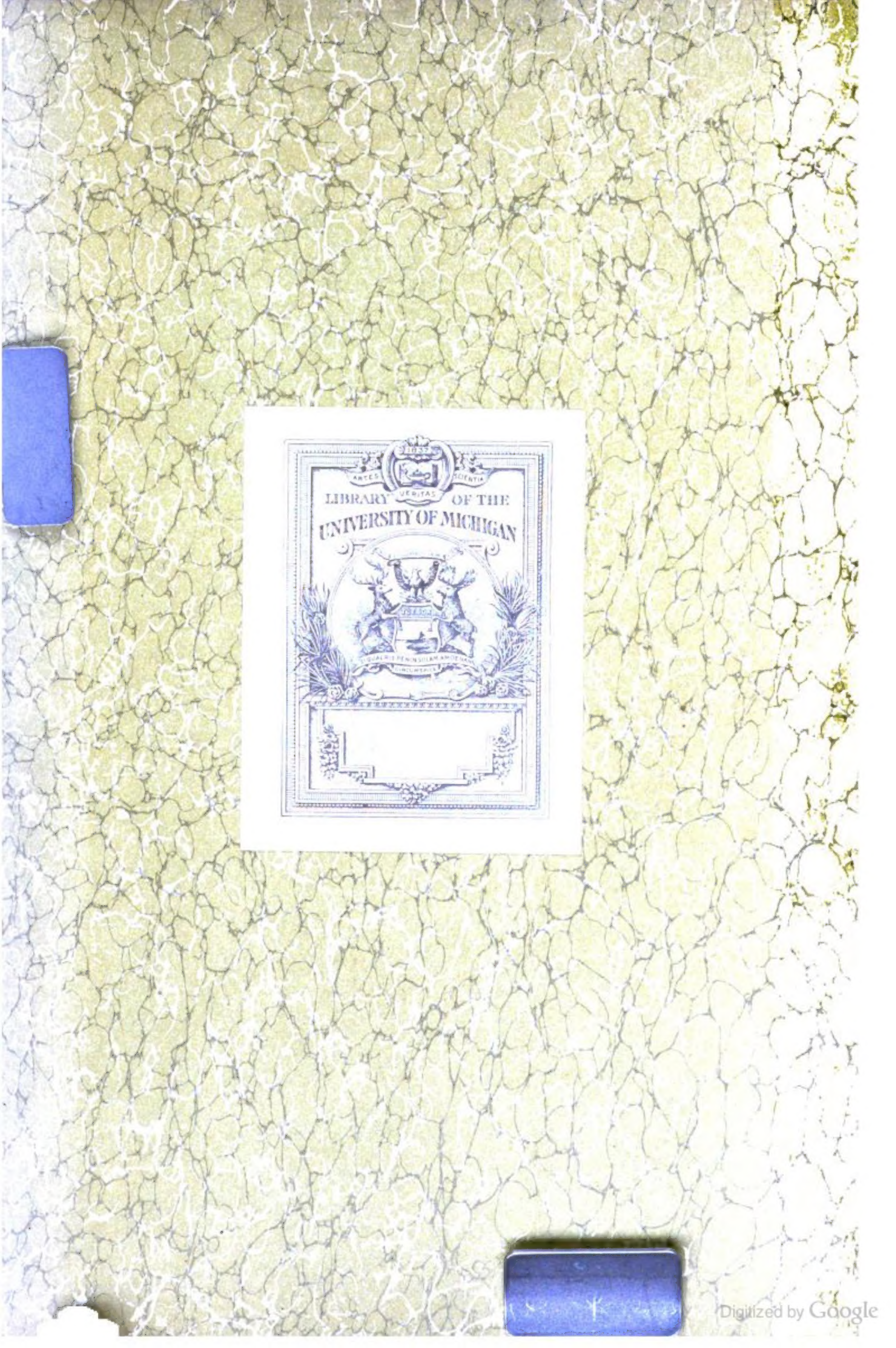
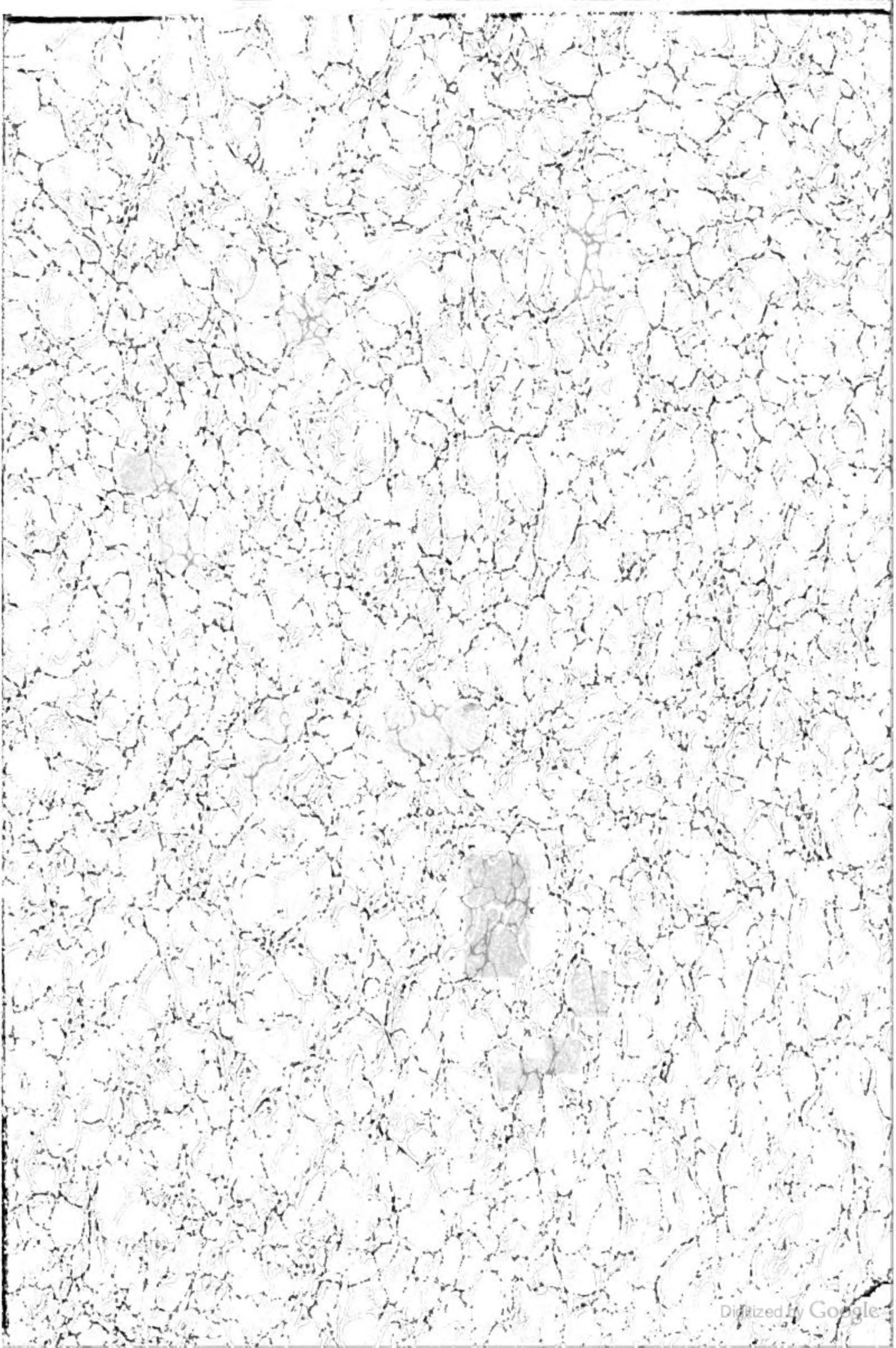
Grønland-Ex... der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, ...

Ernst Vanhöffen, Hermann Stade, Richard ...


1837
ARTES
VERITAS
SCIENTIA
LIBRARY OF THE
UNIVERSITY OF MICHIGAN



MIT ALLERHÖCHSTER UNTERSTÜTZUNG

SEINER MAJESTÄT DES KAISERS UND KÖNIGS

GRÖNLAND-EXPEDITION

DER

GESELLSCHAFT FÜR ERDKUNDE ZU BERLIN

Grönland expedition.

1891—1893

UNTER LEITUNG

VON

ERICH VON DRYGALSKI

ERSTER BAND

MIT 54 ABBILDUNGEN IM TEXT, 44 TAFELN UND 9 KARTEN

BERLIN
W. H. KÜHL
1897

HERAUSGEGEBEN VON DER

GESELLSCHAFT FÜR ERDKUNDE ZU BERLIN

GRÖNLANDS EIS UND SEIN VORLAND

VON

DR. ERICH VON DRYGALSKI

Vorwort.

Als Herr Erich von Drygalski im Verlauf länger fortgesetzter Studien über die mechanischen Wirkungen des Gletschereises und über die geomorphologische Bedeutung der ehemaligen weit ausgebreiteten polaren Eisdecken die Notwendigkeit erkannte, eine wissenschaftliche Grundlage für die Lösung vieler dabei sich ergebender Probleme durch eigene Beobachtungen am grönländischen Inlandeis zu gewinnen, erachtete es der Vorstand der Gesellschaft für Erdkunde für angemessen, zu der Ausführung des bald entworfenen Planes einer dorthin gerichteten Forschungsreise seinen Beistand zu bieten. Aus den durch die Freigebigkeit eines Mitgliedes der Gesellschaft verstärkten Zinsen der Karl Ritter-Stiftung wurde im Jahr 1891 eine erste Grönlandfahrt ermöglicht. Sie sollte zur Aufsuchung eines geeigneten Arbeitsplatzes dienen und wurde von den Herren v. Drygalski und Otto Baschin ausgeführt. Der Umanak-Fjord schien allen Bedingungen für erfolgreiche Thätigkeit zu entsprechen.

Diese erste Reise hatte bereits so wertvolle Ergebnisse gefördert, dass die Inangriffnahme der Haupt-Expedition nunmehr geboten erschien. Für diese waren jedoch die Erträgnisse der genannten Stiftung, obgleich sie für einige Jahre zusammengelegt wurden, unzureichend. Der Vorstand wandte sich daher an Seine Majestät den Kaiser und König mit der Bitte, den erheblichen Restbetrag der erforderlichen Mittel aus dem Allerhöchsten Dispositionsfonds Allergnädigst zu gewähren. Seine Majestät hatten die Gnade, Allerhöchst Ihr Interesse an der Unternehmung durch huldvolle Gewährung des Gesuches zu bekunden. So konnte nun der

kühne Plan zur Ausführung kommen. Herr Baschin war diesmal an der Teilnahme verhindert; doch fand Dr. v. Drygalski freiwillige Begleiter in dem Zoologen Dr. Ernst Vanhöffen und dem Meteorologen Dr. Hermann Stade.

Die Expedition verliess Kopenhagen am 1. Mai 1892 und kehrte am 14. Oktober 1893 dahin zurück. Das von ihr gesammelte wissenschaftliche Material liess sich zwar noch nicht in seiner vollen Bedeutung überblicken, erschien aber doch einer sorgfältigen Bearbeitung und Veröffentlichung in solchem Maasse würdig, dass der Vorstand der Gesellschaft für Erdkunde die Sorge für deren Ermöglichung zu übernehmen beschloss. Abermals hatten Seine Majestät der Kaiser und König die Gnade, einen erheblichen Anteil der Kosten zu bewilligen. Der nicht unbeträchtliche Rest wurde aus den Mitteln der Gesellschaft selbst bestritten.

Die Gesellschaft für Erdkunde darf sich glücklich schätzen, dass sie in der Lage gewesen ist, für die Ausführung ihrer Grönland-Expedition ausgezeichnete Kräfte verwenden zu können. Nicht nur ist von den Teilnehmern die Gelegenheit zu Beobachtungen in Grönland selbst in ausgiebiger und ungemein gewissenhafter Weise benutzt worden: die Herren v. Drygalski und Vanhöffen haben dieselbe Sorgsamkeit der Ausarbeitung zugewandt und sind durch den Zeitraum von vier Jahren unentwegt thätig gewesen, um, grossenteils mittels mühsamer und zeitraubender Methoden, die Ergebnisse ihrer Forschungen und Messungen abzuleiten.

Indem das daraus erwachsene Werk der Öffentlichkeit übergeben wird, glaubt der Vorstand sich der Hoffnung hingeben zu dürfen, dass es nicht nur für die Lösung einiger der Probleme, welche bei dem Leiter den Plan der Expedition in erster Linie weckten, von grundlegender Bedeutung sein, sondern auch für die Kunde der arktischen Natur überhaupt wertvolle Beiträge liefern wird.

Berlin, im Januar 1898.

Der Vorstand der Gesellschaft für Erdkunde.
v. Richthofen.

Vorwort des Leiters der Expedition.

Das vorliegende Werk umfasst die Ergebnisse der beiden Expeditionen nach der Westküste Grönlands, welche meine Zeit seit dem April 1891 ausschliesslich in Anspruch genommen haben, nachdem ich den Plan gelegentlich einer theoretischen Arbeit über die Mechanik der Eisbewegung im Februar 1890 entworfen und seit dieser Zeit beständig verfolgt hatte. Dass die Verarbeitung der gewonnenen Beobachtungen erst vier Jahre nach der Rückkehr von der zweiten und längeren Expedition zum Abschluss gelangt, wird begreiflich erscheinen, wenn man die Grundlagen und die Methoden der mitgeteilten Arbeiten prüft. Ehe wir an die eigentliche Darstellung gehen konnten, galt es, ein umfangreiches Zahlenmaterial zu sichten und auszuwerten; es galt in dem biologischen Teil, die heimgebrachten Sammlungen zu untersuchen und mit früheren Funden zu vergleichen.

In dem ersten Bande habe ich die physikalisch-geographischen Forschungen zusammengefasst. Wenn Grönland auch darin ein echtes Polarland ist, dass bei der grossen Einförmigkeit der äusseren Gestaltung und bei dem überwältigenden Eindruck gewisser, überall wiederkehrender Züge eine geographische Beschreibung im einzelnen wenig verlockend erscheint, weil sie zu steten Wiederholungen führt, während die Erscheinungen als solche in ihrem physikalischen Zusammenhang das ganze Interesse erwecken, habe ich doch zunächst versucht, einige Teile des Landes ausführlich zu schildern. Trotz der grossen Ähnlichkeit im allgemeinen zeigen

die verschiedenen Gebiete dabei gewisse, hauptsächlich auf den Höhenverhältnissen beruhende Unterschiede, die in ihrer Wirkung auf andere Erscheinungen von grosser Wichtigkeit sind. Besonders bei denjenigen Ausläufern des Inlandeises, welche im Meer enden, sind geringe Unterschiede der Landformen für den Charakter der Eisströme von bestimmendem Einfluss.

Der grösste Teil des ersten Bandes ist der Physik des Landes gewidmet, insbesondere den Untersuchungen über das Eis und seine Bewegung nach ihrer Grösse und Verteilung, nach ihren Wirkungen, Perioden und physikalischen Grundbedingungen. Da wir, gestützt auf eine Station am unmittelbaren Rande des Inlandeises, unsere Arbeiten nicht, wie frühere Expeditionen, nur im Sommer, sondern auch den ganzen Winter hindurch ohne Unterbrechung fortgeführt haben, hoffe ich zum weiteren Verständnis jener wichtigen Vorgänge beitragen zu können, unter deren Herrschaft in der Eiszeit nicht allein die Polarländer, sondern auch weite Gebiete der gemässigten Zonen standen und in deren Bann Grönland auch heute noch liegt.

Zur Ergänzung meiner eigenen Arbeiten hatte ich die Teilnahme eines Biologen gewünscht, wenn ich mir auch nicht verhehlte, dass die dem Eise zugewandten Unternehmungen für biologische Untersuchungen verhältnismässig wenig Raum geben konnten. Es musste trotzdem wichtig erscheinen, die physikalischen Forschungen gelegentlich nach der biologischen Seite hin zu erweitern. Da es nun gelang, in Dr. Ernst Vanhöffen einen Mitarbeiter zu gewinnen, welcher nicht allein die längeren Zeiten im Herbst und Winter, in welchen er biologischen Arbeiten ausschliesslich obliegen konnte, sondern auch jede Gelegenheit, die sich ihm während der zu anderen Zwecken unternommenen Reisen bot, in ausgiebigster Weise zu nutzen verstand, haben die biologischen Forschungen eine Ausdehnung erlangt, wie ich es von vornherein nicht hoffen konnte. Die Ergebnisse derselben sind von Dr. Vanhöffen im ersten Teil des zweiten Bandes zusammengefasst, während die rein fachwissenschaftliche Bearbeitung der zoologischen und botanischen Sammlungen in einem gesonderten Sammelbande bei Erwin Nägele in Stuttgart von verschiedenen Verfassern erscheint. Dr. Vanhöffen hat ausserdem auch die physikalisch-geographischen

Arbeiten der Expedition stets mit lebhafter Teilnahme und selbstthätigem Interesse begleitet und gefördert.

Um für die in weiterem Umkreis gewonnenen Beobachtungen eine feste physikalische Grundlage zu gewinnen, hatte ich für die längere Expedition die Anlage einer Station in Aussicht genommen, auf welcher fortlaufende meteorologische Bestimmungen gemacht werden sollten. Über die Zwecke und Ziele derselben habe ich mich im Vorwort zum zweiten Teil des zweiten Bandes, in welchem die Ergebnisse mitgeteilt sind, näher verbreitet. Die Verwaltung der Station lag Dr. Hermann Stade ob. Während der ersten Expedition im Sommer 1891 hat mich Herr Otto Baschin auf eigene Kosten begleitet, um die laufenden meteorologischen Beobachtungen während der Reisen anzustellen. Ich sage Herrn Baschin für diese wertvolle Förderung der Arbeiten der Expedition, sowie für die freundschaftliche Teilnahme und den sachkundigen Rat, welchen er mir auch für die Vorbereitung und die Verarbeitung des meteorologischen Teiles der zweiten Expedition, an welcher er nicht teilnahm, stets bereitwilligst erteilt hat, meinen herzlichsten Dank.

Der Plan der Expedition hat von vornherein nicht den Umfang gehabt, welchen er später annahm, da er ursprünglich aus der Beschäftigung mit nur einzelnen, eng umgrenzten Problemen der Polarnatur entstanden war. Dass er während der Vorbereitung der Reisen und während ihrer Ausführung wuchs, lag in der Natur der Sache, und hat ihm, wie ich hoffe, zum Vorteil gereicht. Es wäre jedoch nicht möglich gewesen, unseren Forschungen diese weitere Ausdehnung zu geben, wenn wir uns nicht einer vielseitigen Unterstützung zu erfreuen gehabt hätten.

So trat eine Reihe hervorragender Männer auf die Anregung des Vorsitzenden der Gesellschaft für Erdkunde zu einer Kommission zur Beschaffung der weiteren Mittel zusammen. Seine Majestät der Kaiser und König hatten die Gnade, aus dem Allerhöchsten Dispositionsfonds des Reiches zweimal erhebliche Beiträge zu bewilligen, wodurch die Ausführung der längeren Expedition, wie auch die Herausgabe dieses Werkes erst ermöglicht worden ist. Wir erfreuten uns in hervorragendem Maasse des Wohlwollens und der Unterstützung des Königlich Preussischen Kultus-Ministeriums, insbesondere Seiner Excellenz des Herrn Kultusministers

Dr. Bosse und des Ministerial-Direktors Herrn Wirklichen Geheimen Ober-Regierungsrats Dr. Althoff. Wir verdanken dem Hohen Auswärtigen Amt geneigtest gewährte Empfehlungen und dem derzeitigen Kaiserlich Deutschen Gesandten in Kopenhagen, Freiherrn von den Brincken, eine wohlwollende und wirksame Wahrnehmung unserer Interessen.

Aus den reichen Beständen der von ihnen geleiteten staatlichen Institute wurden wir durch die Herren W. v. Bezold in Berlin, R. Doergens in Charlottenburg, F. R. Helmert in Potsdam, G. Neumayer in Hamburg, V. Hensen und Karsten in Kiel, Heinke in Helgoland und R. v. Sterneck in Wien mit den besten Instrumenten und Apparaten versorgt. Aus ihren eigenen Beständen boten uns die Herren E. Abbé in Jena, F. A. Forel in Morges, P. Güssfeldt in Berlin, A. Philippson in Bonn, W. Reiss in Schloss Könitz, A. Schenck in Halle a. S. und Werner von Siemens in Berlin vortreffliche Instrumente, welche für uns um so höheren Wert besassen, als sie teils auf den eigenen Reisen der genannten Herren bereits erprobt, teils von ihnen selbst erfunden waren. Der derzeitige und der jetzige Direktor der II. Abteilung der Physikalisch-technischen Reichsanstalt zu Charlottenburg, die Herren Löwenherz und Hagen, hatten die Güte, uns eine kostenfreie Prüfung unserer Instrumente zu gewähren. Die Physikalisch-ökonomische Gesellschaft zu Königsberg i. Pr., die Geographische Gesellschaft in Bremen und Herr Dr. P. Simon in Bonn statteten unsere Bibliothek mit wertvollen Werken aus. Durch die Freigebigkeit des leider noch vor Fertigstellung dieses Werkes verstorbenen Herrn Generalkonsuls William Schönlank in Berlin ist die Ausführung der ersten Expedition ermöglicht worden. Er und die Herren George Albrecht in Bremen und Chr. Sandler in München haben uns bei der zweiten Expedition auch durch materielle Spenden erfreut.

Ich sage allen den genannten Förderern der Expedition auch an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank. Wir können es uns nicht versagen, diesen Dank in dem vorliegenden Werk auch an den Stellen zu wiederholen, an welchen die Ergebnisse der verschiedenartigen Unterstützungen ihre Darstellung finden. Dort gedenken wir auch mit warmem Dank der wertvollen Hilfe, welche uns nach der Heimkehr bei der Verarbeitung der Beobachtungen von verschiedenen Seiten gewährt worden ist.

Hier sei es mir nur noch gestattet, im Namen der Expedition der beiden Kreise zu gedenken, in welchen sich alle auf die Förderung des Unternehmens gerichteten Bestrebungen vereinen, nämlich der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin und der Königlich Dänischen Regierung.

Ich danke der Gesellschaft für Erdkunde und ihrem Vorstande dafür, dass sie meinen Plan zu dem ihrigen machten und dass sie dem Unternehmen durch eine Reihe von Jahren ihr Interesse bewahrt haben. Ich sage meinen herzlichsten Dank vor allem dem Vorsitzenden der Gesellschaft, Ferdinand Freiherrn von Richthofen, meinem hochverehrten Lehrer. Er war es, welcher den Plan für die Gesellschaft für Erdkunde übernahm und damit die Grundlage für die Ausführung schuf; sein erfahrener Rat hat mir während der Vorbereitungen der Expedition zur Seite gestanden; sein Wohlwollen hat diese selbst und auch die Verarbeitung der heimgebrachten Beobachtungen gefördert und bis zu dem jetzigen Abschluss begleitet. Ich danke auch den früheren Vorsitzenden der Gesellschaft, Herrn Geheimrat Dr. W. Reiss, für die wohlwollende Unterstützung, die er der Expedition bei ihrem Beginn und wiederholt auch nachher gewährt hat, und Herrn Professor Dr. K. von den Steinen für das lebhafte Interesse, welches er an der Herausgabe dieses Werkes nahm. Ich danke dem Generalsekretär, Herrn Hauptmann G. Kollm, für seine aufopfernden Bemühungen bei der Herausgabe dieses Werkes, sowie Herrn Dr. P. Dinse für die freundliche Hilfe bei der Erledigung der Korrekturen.

Mein Dank richtet sich ferner an die Königlich Dänische Regierung und ihre Beamten, sowie an viele einzelne Männer der Wissenschaft und des praktischen Lebens in Kopenhagen, welche dem Unternehmen ihr Interesse zugewandt, die Expedition in wertvoller Weise unterstützt und auch mir persönlich ein förderndes und ehrenvolles Vertrauen entgegengebracht haben. Ich danke Seiner Excellenz, dem Präsidenten des Königlichen Staats-Ministeriums Herrn H. Hørring, für das stets bewiesene Wohlwollen und für das werkthätige Interesse, mit welchem er als Departements-Chef im Ministerium des Innern bei der Einleitung des Unternehmens wirksam eingriff. Ich danke dem Ministerium des Innern für die geneigtest erteilte Erlaubnis zu dem Aufenthalt und den Reisen in Grönland. Ich danke dem Direktor des Königlich Dänisch-Grönländischen

Handels, Herrn Stephensen, für die gütige Gewährung der Beförderung für uns und unsere Ausrüstung auf den Schiffen des Handels, für das freundliche Entgegenkommen gegen meine Wünsche und für die warmen Empfehlungen an die Kolonien in Grönland; ich danke auch dem Comptoir-Chef des Handels, Herrn C. Ryberg, für seine stete Bereitwilligkeit und für manchen freundlichen Rat. Ich danke nicht minder herzlich allen den Beamten des Handels in Grönland, welche unsere Arbeiten dort erleichtert haben und uns durch ihre liebenswürdige Gastfreundschaft das Leben verschönten, so vor allem den Bestyrern der Kolonie Umanak, in deren Amtszeit wir thätig waren, den Herren O. Juncker und A. F. S. Møldrup, sowie dem damaligen Assistenten der Kolonie Umanak, Herrn Chr. Maigaard, und dem Bestyrer der Handelsstelle Ikerasak, Herrn Jens Fleischer. Den gleichen Dank sage ich auch Herrn Dr. K. J. V. Steenstrup und allen den anderen Herren in Kopenhagen, welche, durch eigene Reisen mit dem Leben in Grönland vertraut, uns mit ihrer Erfahrung bei den Vorbereitungen zur Seite standen und durch ihren persönlichen Verkehr vor und nach den Expeditionen erfreuten. Die allseitige Teilnahme und Unterstützung, welche wir in Dänemark und in seinem Koloniallande Grönland gefunden haben, hat wesentlich dazu beigetragen, unsere Arbeiten zu erleichtern und unser Leben im Auslande freundlich zu gestalten.

Berlin, im Dezember 1897.

Erich von Drygalski.

Inhalt.

Erstes Kapitel.

Probleme der Expedition und Verteilung der Arbeiten.

Es sind zwanzig Jahre vergangen, seit die deutschen Geologen mit Ch. Lyell's Vorstellung von dem Vorhandensein eines grossen Diluvialmeers und darin treibender Eisberge brachen. Die Erfahrung Otto Torell's hatte die Gleichartigkeit der diluvialen Bildungen Nord-Deutschlands und der lange als glacial angenommenen Ablagerungen Schwedens erkannt; er suchte nach Beweisen dafür, dass auch in Nord-Deutschland schiebende Eismassen thätig gewesen, die Rüdersdorfer Schrammen wurden gefunden, und wie mit einem Schlage vollzog sich fast allgemein der Umschwung von Ch. Lyell's Drift-Theorie zu der Inlandeis-Theorie Otto Torell's[1]. Unsere norddeutschen Lehme, Sande und Thone, geschichtet und ungeschichtet, mit Blockpackungen und Mergellagern, werden nicht mehr als die Ablagerungen eines Diluvialmeers, sondern als die verschiedenen Gebilde eines von Skandinavien her das Land überziehenden Inlandeises betrachtet.

Wohl wurde der neuen Lehre von verschiedenen Seiten auch entgegengetreten; doch der Widerspruch verstummte bald fast allgemein und machte, wie Dames[2] schreibt, einer rührigen Arbeit Platz, welche sich bestrebte, auf Grund der neugewonnenen Gesichtspunkte die Thatsachen, die man als solche längst kannte, zu erklären und die Kenntnis des heimischen Bodens durch sorgfältigen Vergleich mit dem in anderen Glacialgebieten Erkannten zu fördern. Den richtigen Weg zu finden war den deutschen Geologen nicht vergönnt; als Torell ihn aber gewiesen hatte, wurde er schnell und emsig betreten und verfolgt.

In der That steht die Geologie Nord-Deutschlands der Entwickelung einer Inlandeis-Theorie anders gegenüber, als die Geologie der Alpenländer, der Britischen Inseln und auch von Skandinavien. Nur in Nord-Amerika finden wir ähnliche

---

[1] Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. XXVII, 1875, S. 961.

[2] Die Glacialbildungen der Norddeutschen Tiefebene. Sammlung gemeinverstandlicher wissenschaftlicher Vorträge, herausgegeben von R. Virchow und Fr. v. Holtzendorff. Ser. XX, Heft 479, Berlin 1886.

Bedingungen, und nur dort haben die Anschauungen auch die gleiche Entwickelung gehabt. In beiden Fällen bilden die Ablagerungsgebiete nicht das Vorland von Gebirgsregionen, aus denen man die Spuren strömender Eismassen abwärts verfolgen kann, sondern sie werden von solchen durch ausgedehnte Erdräume getrennt, deren heutige Gestaltung der Bewegung strömender Eismassen hinderlich ist und die Beobachtung der Ablagerungen unterbricht. Die diluvialen Bildungen Nord-Deutschlands weisen auf Skandinavien hin und sind von ihrem Ursprungsgebiet durch die weite, wenn auch nicht tiefe Senke der heutigen Ostsee geschieden; als Herkunftsort des nordamerikanischen Diluviums hat man an Grönland gedacht und dabei die tiefe und wirksamere Scheide der Davis-Strasse und Baffins-Bai zu überwinden. Es fehlt das geographisch begrenzende Moment, das in den Alpenländern zur Erklärung der Thatsachen wesentlich hilft.

Um der Grösse der Erscheinung gerecht zu werden, musste man über die Annahme eines Anschwellens der Gletscher hinausgehen und hat die Vorstellung von einem zusammenhängend vordringenden Inlandeise gebildet. Zum Verständnis dieses Begriffes trug die Geologie der Alpenländer nicht wesentlich bei, weil die Untersuchung über die Eiszeit hier in eine Reihe von Untersuchungen über einzelne frühere Gletscher zerfällt. Wenn man von einem alpinen Inlandeis spricht, so geschieht es mehr, um dem gesteigerten Nährmaterial einen Namen zu geben, als weil man dieses Begriffes zur Erklärung der Thatsachen bedarf. Aber für Nord-Deutschland reichte die Annahme von Gletschern nicht aus, weil für deren Lauf die charakteristischen Landformen fehlten, und deshalb ist man nur aus geologischen Gründen zu der Vorstellung eines Inlandeises gekommen.

Wie für die ganze Erscheinung, sind auch für die Gliederung im einzelnen geologische Gesichtspunkte bestimmend gewesen, doch hatte man hier den Vorteil, dass das südliche Schweden ebenfalls eine von den Landformen unabhängige Gliederung bot. Hier lagen die Spuren der Eiszeit wohl in demselben Lande, wo der Ursprungsort war, aber die Art der Verteilung der Moränen und Schrammen nicht weniger, wie die Zusammensetzung der ersteren, zeigte im einzelnen eine Bewegung der Eismassen an, die mit den heutigen Landformen nicht im Einklang steht. Man hat in Schweden ausser der nordost-südwestlich vordringenden Hauptvereisung noch zwei baltische Eisströme mit mehr ostwestlicher Richtung annehmen müssen, einen älteren vor und einen jüngeren nach der hauptsächlichen Eiszeit.[1]

In Nord-Deutschland hatte eine Zweiteilung des Diluviums schon vor der Annahme der Inlandeis-Theorie bestanden, doch die erste Anregung zu einer Gliederung der Eiszeit auf Grund der bekannten Thatsachen gaben A. Helland[2]

---

[1] G. De Geer: Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. No. 91. Bd. VII. S. 436—466; Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1885, S. 177 ff.; Beskrifning till Geolog. Jordartskarta öfver Hallands Län. Stockholm 1893, S. 11 ff.

[2] A. Helland: Über die glacialen Bildungen der Norddeutschen Ebene. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1879, S. 63 ff.

und A. Penck[1], von denen der erstere ein doppeltes, letzterer ein dreifaches Vordringen der Eismassen annahm. In neuester Zeit hat J. Geikie[2] sogar ein sechsmaliges auch für Nord-Deutschland zu erweisen versucht, doch erscheint seine Gliederung durch die Thatsachen zu wenig gestützt, wie K. Keilhack[3] ausführt, der auf eine höchstens dreimalige Vereisung zurückkommt. Die Richtungen des Vordringens wurden auch hier aus dem verschieden gerichteten Transport der Geschiebe geschlossen, über welche Arbeiten von F. Johnstrup[4], C. Gottsche[5], O. Zeise[6] und anderen vorliegen, besonders aber aus der Erkenntnis zweier von einander zu trennender Schrammensysteme, über die F. Wahnschaffe[7] eine Übersicht gab, und man bekannte sich auch für Nord-Deutschland zu den Ansichten, die De Geer in Schweden gewonnen hatte, also ausser der Hauptvereisung zu mindestens einem baltischen Eisstrom. Die nordischen Vereisungen oder Eisströme sind aber nicht mit den alten Gletschern der Alpen auf eine Stufe zu stellen, denn die ersteren sind von den Landformen mehr unabhängig, letztere durch dieselben bestimmt; von den ersteren bedeutet jeder für sich ein neues Vordringen der ganzen Eisdecke, letztere drangen auch wiederholt vor, dann aber nebeneinander.

Es ist hier nicht meine Aufgabe, auf die Entwickelung der Inlandeis-Theorie in Nord-Deutschland im einzelnen einzugehen; wir besitzen Arbeiten von W. Dames[8] und F. Wahnschaffe[9], welche die Resultate zusammenfassen und einen vollständigen Nachweis der zahlreichen Einzelarbeiten enthalten. Die von Schweden überkommenen Gesichtspunkte wurden angewandt und kritisch verwertet, und es ist nicht allein eine weitgehende Übereinstimmung in der Auffassung unseres Diluviums mit dem der anderen Länder erzielt, sondern mancher Gesichtspunkt, der in Deutschland entstand, hat in den Forschungen anderer Länder Eingang gefunden. Ich erinnere in dieser Beziehung an die Durchragungsmoränen, für welche man in Dänemark und jetzt auch in Schweden manches Analogon hat.

Wir dürfen aber nicht verkennen, dass der ganze Ausbau der Frage bisher hauptsächlich deren geologische Seite betraf. Die Ablagerungen als solche sind durchforscht und gegliedert und die einzelnen Teile unter dem festen Gesichtspunkt des bewegten Eises mit den Ablagerungen anderer Länder verglichen und

[1] A. Penck: Die Geschiebeformation Nord-Deutschlands. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1879.

[2] Classification of European Glacial Deposits, The Journal of Geology, III, 3, 1895.

[3] K. Keilhack in d. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1896.

[4] Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1874, S. 533 ff. und Oversigt over di geogn. Forhold i Danmark, Kjøbenhavn 1882.

[5] C. Gottsche: Sedimentärgeschiebe der Provinz Schleswig-Holstein. 1883.

[6] O. Zeise: Inaugural-Dissertation, Königsberg 1889.

[7] F. Wahnschaffe in d. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1883.

[8] W. Dames: Die Glacialbildungen der Norddeutschen Tiefebene. Sammlung gemeinverständlicher wissenschaftlicher Vorträge von R. Virchow und Fr. v. Holtzendorff. Berlin 1886.

[9] F. Wahnschaffe: Die Ursachen der Oberflächengestaltung des Norddeutschen Flachlands. Stuttgart 1891.

identifiziert. Man hat bestimmt gerichtete Eisströme aus ihren Wirkungen erschlossen, doch man hat die Frage noch wenig gefördert, ob solche Eisströme nach der Natur des Eises und bei der Gestaltung des Landes möglich gewesen seien. Genau genommen steht in dieser Beziehung die Inlandeis-Theorie nicht anders da, als die früheren Annahmen von Stein- und Schlammströmen, welche Schweden durchzogen. Das waren Katastrophen, für welche uns aus den heutigen Verhältnissen die Erklärung versagt; doch ähnliche Katastrophen sind auch Eisströme, welche ohne Rücksicht auf die Gestaltung der Erdräume verlaufen. Diese haben vor jenen das voraus, dass sie der Summe der Wirkungen besser genügen; aber in ihrem Wesen erscheinen sie nicht minder rätselhaft.

In der That ist denn auch von dieser Seite gegen die Inlandeis-Theorie Otto Torell's ein neuer Einspruch entstanden; eine kleine Arbeit von F. M. Stapff[1] bestritt die Möglichkeit einer Eisbewegung, wie sie das norddeutsche Diluvium verlangte, und suchte den Einspruch durch mechanische Entwickelungen rechnerisch zu begründen.

Wenn es sich darum handelt, ein Problem unserer Erde nach den Gesetzen der mathematischen Physik zu verfolgen, wird die Schwierigkeit immer darin bestehen, die einzelnen Momente der Erscheinung vollständig in die mathematische Betrachtung einzuführen; allen wird man selten gerecht werden können. Betrachtet man z. B. das Problem der Erosion des fliessenden Wassers, so kann man die einzelnen Momente der Wasserkraft wohl richtig berücksichtigen; das Bild muss jedoch unvollständig und ein schematisches bleiben, weil neben den Hauptfaktoren in der Natur eine solche Fülle von Nebenumständen in Betracht kommt, wie namentlich der Einfluss der Verwitterung und anders mehr, dass sie die Wirkung der Hauptfaktoren stellenweise überwiegen. Und diese lassen sich nicht alle berücksichtigen, weil ihr Auftreten häufig unstätig ist und nicht durch stätige Entwickelungen dargestellt werden kann. Theoretisch könnte man auch das Ebben und Fluten des Luftmeers bestimmen; praktisch hat das keinen Erfolg, weil die Wärmecirkulationen der Atmosphäre so viele Abweichungen schaffen, dass die Gezeiten des Luftmeers nicht erkennbar bleiben.

Es soll hiermit nicht gesagt sein, dass es müssig ist, Probleme der Erde mathematisch zu verfolgen. Aus jeder, auf richtige Grundlagen aufgebauten geophysischen Entwickelung werden sich wertvolle Resultate ergeben, wenn man sich ihres Gültigkeitsbereiches bewusst bleibt. Dieser ist häufig beschränkt, doch je allgemeiner die Grundlage, desto allgemeiner auch das Resultat. Was auf diesem Wege erreicht werden kann, zeigen die klassischen Untersuchungen über die Figur der Erde von Heinrich Bruns oder über die Meereswellen von Hermann von

[1] Über Niveauschwankungen zur Eiszeit nebst Versuch einer Gliederung des Eulengebirgischen Gebirgsdiluviums. Jahrbuch der Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt und Bergakademie zu Berlin für das Jahr 1888, Berlin 1889. Auch als Manuskript gedruckt bei L. A. Renné in Neu-Weissensee bei Berlin 1888.

Helmholtz, bei denen man nicht mehr von einem Schema des Resultats, sondern von einer genialen Umfassung der ganzen Summe der Erscheinungen sprechen muss.

In der erwähnten Arbeit von Stapff sind die physikalischen Grundbedingungen der Bewegung des Eises jedoch einseitig formuliert und dazu die mathematischen Entwickelungen fehlerhaft durchgeführt worden. Schon aus diesem letzteren Grunde konnte sein Resultat, welches dem Inlandeis die Bewegungsfähigkeit in dem von den Ablagerungen des norddeutschen Diluviums gebotenen Umfang abspricht, keine Gültigkeit haben. Verfasser unternahm es in einer Besprechung der Stapff'schen Arbeit, von derselben Voraussetzung ausgehend, für die Eisbewegung mathematisch richtig entwickelte Folgerungen zu ziehen, und fand im Gegenteil, dass die Bewegungsfähigkeit des Inlandeises den Anforderungen des norddeutschen Diluviums weitgehend genügt.[1]

Die Voraussetzung, auf der dieses Resultat beruhte, bestand darin, dass die Gesetze des Erddrucks auf eine Eismasse anwendbar seien und die Bewegungen dieser nur darin bestehen, dass das Eis, wie ein Haufen von Lehm oder Sand, sich nicht in freien Steilwänden halten kann, sondern in gewisser Weise abböschen muss, und zwar so lange, bis die Seitenwände eine bestimmte Neigung erreicht haben, bei der die Bewegung aufhört. Den Winkel dieser Neigung gegen die Horizontale nennt man den Böschungswinkel, und seine Grösse hängt nur von den inneren Reibungsverhältnissen ab; sie bestimmt das Maass für die Bewegung der abböschenden Masse.

Der Gültigkeitsbereich dieser Voraussetzung ist von Stapff nicht bestimmt worden; ich nahm sie in der erwähnten Arbeit zunächst an, um die von Stapff daraus abgeleiteten Konsequenzen zu prüfen, wies jedoch darauf hin, dass die Anwendbarkeit der Theorie des Erddrucks auf die Bewegung des Eises einer eingehenden physikalischen Begründung bedarf. Denn Druckverhältnisse, die aus der Fähigkeit der Abböschung entstehen, setzen als einzigen Widerstand die innere Reibung voraus und sehen von der Kohäsion gänzlich ab; aber eine Eismasse hätte Kohäsion, wie die senkrechten Wände der Spalten und der Gletscherzungen beweisen.

Ich war der Ansicht, dass die Gesetze des Erddrucks trotzdem mit gewissen Einschränkungen angewandt werden könnten und gedachte ihren Gültigkeitsbereich näher zu umgrenzen. Wäre das gelungen, so hätte das erwähnte Resultat, dass die Bewegungsfähigkeit des Inlandeises den Anforderungen des norddeutschen Diluviums weitgehend genügt, allgemeinere Geltung erlangt. Doch ich stiess bei der konsequenten Durchführung der Theorie auf Schwierigkeiten und fand auch, dass noch manche Grundlage fehlte, um die physikalischen Bedingungen der Eisbewegung mathematisch zu fassen.

Aus dieser Erkenntnis entstand der Wunsch, das Problem in der Natur selbst zu verfolgen, und zwar unter Umständen, welche denen, die das norddeutsche

[1] E. v. Drygalski: Zur Frage der Bewegung von Gletschern und Inlandeis. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie 1890, Bd. II, S. 163 ff.

Diluvium schufen, nahe kämen; so entwickelte sich der Plan einer wissenschaftlichen Expedition nach der Westküste Grönlands. Ich hoffte in Grönland unter den extremen Bedingungen des arktischen Klimas nicht allein die physikalischen Grundbedingungen der Eisbewegung in einer Mannigfaltigkeit studieren zu können, wie sie unseren heimischen Gletscherbildungen fehlt, sondern auch bei der Grösse der Erscheinung über die Bewegungsformen der Gletscher hinauszukommen und die Schiebungen eines Inlandeises selber zu sehen, wie wir sie zum Verständnis des Diluviums brauchen.

Die Probleme der Expedition.

Der Plan der Expedition ergab sich aus der gegebenen Entwickelung des Problems der Eisbewegung, welches die geologischen Arbeiten gestellt hatten und das die physikalische Forschung ergriff. Im Vordergrunde stand die Erforschung des äusseren Unterschiedes in der Bewegung des Inlandeises gegen die Bewegung der Gletscher.

Zur Verfolgung dieses Grundproblems war nach dem Rat der besten Kenner des Landes, des jetzt verstorbenen H. Rink und von K. J. V. Steenstrup, keine Gegend in Grönland mehr geeignet als das Gebiet des Umanak-Fjordes. Dort erreicht der Küstensaum die grösste Breite und die grösste Höhe im Verlauf der Westküste Grönlands. Beide Momente sind geeignet, um auch die Entwickelung isolierter Gletscher zu fördern, und in der That erreicht dieselbe dort eine Ausdehnung, wie nirgends sonst. So bot sich die Möglichkeit, die Bewegung und die Thätigkeit einzelner Gletscher, welche aus Europa wohl bekannt war,[1] auch unter den Bedingungen des arktischen Klimas kennen zu lernen und damit die notwendige Grundlage, um die Sonderheiten der Bewegung des Inlandeises selbst zu verstehen. Ein Vergleich dieser letzteren mit der Bewegung unserer europäischen Gletscher wäre ungleich gewesen, weil beide verschiedenen klimatischen Bedingungen unterliegen, ein Vergleich mit den dortigen Gletschern findet unter gleichen äusseren Verhältnissen statt.

Andererseits ist der Umanak-Fjord so tief und weit verzweigt und greift an so vielen Stellen in das Inlandeis selbst hinein, dass man auch die Bewegung dieses an verschiedenen Stellen und unter verschiedenen Bedingungen sehen kann. Mit verhältnismässig leichter Mühe kommt man zu Gebieten, wo das Inlandeis Landesteile überzieht, welche nach den heutigen klimatischen Bedingungen augenscheinlich nicht mehr in seinen Bereich gehören, und ferner auch zu Gegenden, wo es in das tiefe Meer hineintritt und wo man seine Schiebungen unter dem Einfluss des Wassers sieht. Es tritt freilich in Grönland nirgends aus den Formen des Landes hinaus; aber es bewegt sich doch in Gegenden, unabhängig und weit entfernt von denen, wo es entstand, und darin liegt der Vergleich mit

[1] A. Heim: Handbuch der Gletscherkunde, Stuttgart 1885.

den Verhältnissen der Europäischen Eiszeit. Hier seine Bewegungsverhältnisse nach ihrer Intensität, ihren Richtungen und ihren etwaigen Perioden kennen zu lernen und diese dann mit der bedingten Bewegung der einzelnen Gletscher zu vergleichen, das musste die erste Aufgabe sein; so konnte man hoffen für die Unterschiede der alpinen und der nordischen Eiszeit Aufklärung zu gewinnen.

An zweiter Stelle galt es die physikalischen Grundbedingungen der Eisbewegung zu verfolgen, weil sich die Schwierigkeit, dieselben für eine mathematische Behandlung vollständig und richtig zu fassen, gezeigt hatte. Ich hatte die Eisbewegung nach der Theorie des Erddrucks zu behandeln versucht, und deshalb stand für mich die Frage nach der Kohäsion des Eises zunächst den anderen voran. Sind wir berechtigt von der Kohäsion gänzlich abzusehen und den inneren Widerstand gegen die Bewegung der Eismasse nur auf Kosten der inneren Reibung zu setzen? Dürfen wir mit anderen Worten die Bewegung des Eises nach der Theorie des Erddrucks behandeln?

Die Kohäsion und die innere Reibung schliessen sich aus, erstere ist die Eigentümlichkeit der festen Körper, letztere die der Flüssigkeiten; bei den festen Massen kann man nur von innerer Reibung sprechen, wenn dieselben aus einer Summe einzelner Teile bestehn, wie Lehm oder Sand.

Eine Eismasse hat Kohäsion, welche bei niedrigen Temperaturen am grössten ist, mit der Annäherung an den Schmelzpunkt abnimmt und beim Schmelzen verschwindet. In der Nähe des Schmelzpunktes kann demnach die Kohäsion durch eine geringe Steigerung der Temperatur oder, was dem gleichkommt, durch einen geringen Druck aufgehoben werden, indem dann Verflüssigung eintritt; bei niederen Temperaturen wird es grösserer Druckkräfte für die gleiche Wirkung bedürfen.

Ehe aber unter Druck bei niederen Temperaturen Verflüssigung eintritt, wird die Eismasse in kleinste Teile zersplittern, ja es wird in der Natur in der Regel nur eines ganz geringen Druckes zur Zermalmung bedürfen, weil die Eismassen von Spältchen, Rissen und anderen Inhomogenitäten in zahlloser Fülle durchsetzt sind. Die Skala der Druckkräfte zu finden, unter welchen das Eis bei den verschiedenen Temperaturen zersplittert, hätte nur ein theoretisches Interesse, weil jede Inhomogenität der Masse den Zersplitterungspunkt herabsetzt und weil solche Ungleichmässigkeiten die Regel bilden.

Sowohl nach der Zersplitterung, wie nach der Verflüssigung treten die Gesetze der inneren Reibung in Kraft, und die Kohäsion ist aufgehoben; im ersteren Falle könnte man die eintretenden Verschiebungen mit denen einer Lehm- oder Sandmasse vergleichen, im letzteren würden sie sich mehr dem Strömen der Flüssigkeiten nähern. Welcher von beiden Fällen eintritt, ist lediglich eine Sache der Temperatur; denn bei niederen Temperaturen tritt Zersplitterung, in der Nähe des Schmelzpunktes Verflüssigung ein, und die zersplitterten Massen würden bei weiter gesteigertem Druck auch der Verflüssigung unterliegen.

So lange der innere Zusammenhalt der Eismasse besteht, so lange also die Kohäsion nicht aufgehoben ist, kommen die Gesetze des Erddrucks nicht in

Betracht, weil sie als Widerstand von der Kohäsion absehen und nur die innere Reibung voraussetzen. Aber so lange die Kohäsion in Kraft ist, existiert auch keine Bewegung. Zur Bewegung wird eine Lockerung des Gefüges verlangt; diese kann durch Zersplitterung oder durch Verflüssigung eintreten, und in beiden Fällen könnte man dann die Gesetze des Erddrucks anwenden, weil als Widerstand nur noch die innere Reibung bestehen bleibt, wenn die Lockerung durch die ganze Eismasse erfolgen würde. Das ist aber nicht der Fall; die Lockerung in einem oder dem anderen Sinn bedarf des genügenden Drucks, und dieser ist in der Regel nur in den unteren Lagen der Masse vorhanden. So kann von einem Abgleiten und Abböschen, wie bei Lehm oder Sand, in der gesammten Eismasse nicht die Rede sein, weil die oberen Lagen ihr festes Gefüge bewahren. Aber auch die unteren, welche gelockert werden, haben nicht ein freies Abböschen, sondern ein durch den Druck der darüberliegenden Massen bedingtes.

Hieraus geht hervor, dass die Gesetze des Erddrucks für die Verschiebungen in einer Eismasse nur unter wesentlichen Einschränkungen anwendbar sind; man könnte das Abböschen nur für gewisse untere Lagen und dann unter der Bedingung darüber ohne Böschung lastender Massen betrachten.

Doch welchen Grad des Abböschens nehmen wir für die unteren Lagen an? Derselbe würde von der Grösse der inneren Reibung abhängig sein, und diese ist für eine zersplitterte und für eine verflüssigte Eismasse durchaus verschieden. In der zersplitterten würde sie sich mit der Temperatur verändern und beim Schmelzpunkt in die der verflüssigten übergehen. Die Grösse der inneren Reibung in den unteren Lagen ist also lediglich wieder eine Frage der Temperatur, und einen gemeinsamen Betrag der inneren Reibung für alle unten gelockerten Lagen kann man erst annehmen, wenn die Zersplitterung allgemein der Verflüssigung gewichen ist.

Es ist wohl ersichtlich, wie die Anwendung der Gesetze des Erddrucks auch hierdurch kompliziert wird. Die erste Schwierigkeit war, dass die Anwendung nur für die unteren Lagen, und auch dann nur bedingt, erfolgen durfte, und dass es von der Temperatur abhängt, von welcher Tiefe an sie erfolgen kann; die zweite Schwierigkeit ist, dass die Grösse der inneren Reibung erst bei allgemeiner Verflüssigung gleichmässig wird, und es ist wieder eine Frage der Temperatur, von welcher Tiefe an diese Gleichmässigkeit eintritt. Um also die Gesetze des Erddrucks richtig anwenden zu können, bedarf es zunächst einer genauen Kenntnis der Temperatur.

So trat die Frage nach der Kohäsion und nach der inneren Reibung des Eises allmählich hinter dem Problem der Eis-Temperaturen vollkommen zurück. Die Kenntnis von der Wärmeverteilung ist von grundlegender Bedeutung, nicht allein, um die Umformungen etwa nach den Gesetzen des Erddrucks zu behandeln, wobei man sie für die Bestimmung der Grösse der inneren Reibung notwendig bedarf, sondern um die Grösse der bewegbaren Teile überhaupt zu erkennen und um die Bewegbarkeit des Eises zu beurteilen.

Die Frage, ob das Eis bewegbar sei oder nicht, fällt mit der Frage zusammen, ob es sich auf dem Schmelzpunkt befindet oder nicht. Geringe Abweichungen vom Schmelzpunkt können durch Druck kompensiert werden; deshalb kann das Eis bewegbar sein oder werden, wenn es sich in der Nähe des Schmelzpunktes befindet. Da es aber schon sehr mächtiger Druckkräfte bedarf, um niedrigere Temperaturen als wenige Zehntel Grad Celsius zu kompensieren, so ist der Spielraum nicht gross, und der Bewegbarkeit in der Nähe des Schmelzpunktes steht die Unbewegbarkeit in der ganzen langen Skala der niederen Temperaturen gegenüber. Die Frage, ob eine Bewegbarkeit bei niederen Temperaturen ohne Annäherung an den Schmelzpunkt durch eine Zersplitterung erreicht werden kann, ist an sich zu bejahen; doch ob der Fall praktisch eintritt, werden Temperatur-Beobachtungen entscheiden.

So treten Temperatur-Untersuchungen in jeder Beziehung in den Vordergrund des Interesses. Sie müssen entscheiden, ob das Eis bewegbar ist, welche Art der Bewegbarkeit — durch Zersplitterung oder durch Zermalmung — es besitzt, und wie grossen Umformungen es infolge der Bewegbarkeit unterliegt. Sei es, dass man die Grenzen der Kohäsion zu bestimmen versucht, hinter denen die Bewegungsfähigkeit anfängt, sei es, dass man die Grösse der inneren Reibung betrachtet, von der die Intensität der Bewegung abhängen wird, stets kommt man auf den Grund der Erscheinung in der Frage nach der Temperatur, und die einzelnen Stadien der erstgenannten Eigentümlichkeiten stellen nichts anderes als Temperaturstadien dar.

Und in der Skala der Temperaturen sind es die beiden grossen Unterschiede, welche für die Bewegungsfähigkeit der Eismassen maassgebend sind: in der Frage, ob und aus welchen Gründen das Eis in der Nähe des Schmelzpunktes ist, wird die Untersuchung der physikalischen Grundbedingungen der Eisbewegung gipfeln.

Temperatur-Untersuchungen erklären die Möglichkeit und den Grad der Bewegung, Struktur-Untersuchungen die Bewegungsart; sie werden deshalb die wesentliche Ergänzung der ersteren bilden und über den Vorgang der Bewegung selbst die näheren Aufschlüsse bringen. Wie bei dem Studium des Mechanismus der Gebirgsbildung die Untersuchungen der feinsten Strukturen das entscheidende Wort sprechen, so ist es auch in der Frage nach dem Wesen der Bewegungsvorgänge im Eise. Die Veränderungen der Struktur werden die Art der Umformungen und den Charakter der Plasticität erklären. Wir werden mit der Behandlung der Strukturen die Darstellung der physikalischen Grundbedingungen der Bewegung beschliessen und dabei auch die Frage berühren, ob die Rolle der Kornstruktur lediglich eine passive bleibt, indem sie über die stattgehabten Vorgänge nur Auskunft giebt, oder ob die Kornstruktur auch für die Bewegung selbst wesentlich ist, und ob ihre Veränderungen aktiv zu den Bewegungsvorgängen beitragen.

Die bisher berührten Punkte betreffen die physikalische Seite des Glacialproblems und behandeln die Ursachen, welchen die Ablagerungen der Eiszeit ihre Entstehung verdanken. Es bedarf kaum der Erwähnung, dass die Unter-

suchung der Wirkungen selber damit Hand in Hand gehen musste, soweit dieselben in Grönland erkennbar sind; man kann diese Arbeiten als den geologischen Teil unserer Aufgabe bezeichnen. Es ist die Ansicht geäussert worden, dass in dieser Beziehung Grönland die richtigen Vergleichspunkte zu der norddeutschen Eiszeit nicht bieten kann, weil es das Ursprungsland des Eises und mithin sein Abtragungsgebiet selber darstellt, während Nord-Deutschland das von dem Ursprungsland weit entfernte Ablagerungsgebiet ist. Jedoch ist zu bedenken, dass wir die Formen des vom Eise verhüllten Landes nicht kennen, und dass das Inlandeis auf weite Strecken in den westlichen Küstengürtel als in ein seiner Entstehung fremd gegenüberstehendes Gebiet hineintritt. Ob dieser also mit den eisbedeckten Höhen des Inneren ein einheitliches System bildet oder nicht, ist zunächst gleichgültig; er ist jedenfalls an der Entstehung des Inlandeises unbeteiligt, und deshalb können wir in ihm ein ähnliches Ablagerungsgebiet des Inlandeises erwarten, wie es Nord-Deutschland für Skandinavien ist.

Die Verhältnisse liegen freilich dadurch anders, dass in Grönland die Gebiete, wo man die Ablagerungen des Inlandeises suchen muss, teilweise noch vom Meere bedeckt und deshalb unsichtbar sind, und dass die Landesteile davor aus hartem Urgestein bestehen, welches den Kräften des Eises naturgemäss weit weniger unterliegt als weiche Sedimente. Durch diese beiden Momente wird die Untersuchung der Wirkungen der Eiszeit erschwert, doch schliesst das Verhältnis von Eis und Land die Lösung nicht aus.

So ist es eine ganze Reihe von geologischen Fragen, die hier in Betracht kommen. Die Felsen verraten die Spuren des Eises durch das geglättete Aussehen und durch ihre Form; als Hauptmerkmal früher vereister Länder hat man immer den grossen Seenreichtum genannt, und der Küstengürtel von Grönland ist sicher eines der seenreichsten Gebiete der Erde. Bis zu den Hochflächen hinauf liegen erratische Blöcke, und die geglätteten Abhänge sind oft mit Steinen wie übersät. Diese verdichten sich am Rande des Eises zu Blockbetten und Moränenzügen, und die äusserste Randzone des Inlandeises selbst ist von Steinen durchsetzt. In das Innere hinein verschwindet der Schutt, und man findet nur noch feinen Staub in immer abnehmenden Mengen mit der Entfernung vom Lande. Auch hierin liegt ein wesentlicher Unterschied zwischen dem Inlandeise und den Gletschern der Küste.

Auch das Klima steht in Beziehung zum Eise, weil dieses sanft nach aussen hin abfallende Hochflächen bildet, auf denen die kalte Luft sich sammelt, um von Zeit zu Zeit als Föhn in die Fjorde herunterzubrechen und sich im Falle zu erwärmen. Diese Winde unterbrechen den Gang des Klimas im Küstengürtel häufig und schnell und sind für den Eisrand charakteristisch.

Zu den Organismen besteht eine mannigfaltige Beziehung, welche die Darstellungen Dr. Vanhöffen's im zweiten Band an vielen Stellen erörtern. Für den äusseren Eindruck bildet der Rand des Eises die Grenze des Lebens, welche die Pflanzen kaum und die Tierwelt nur in kurzen Vorstössen zu überschreiten vermag.

Für die Menschen ist das Eis der stete Gegenstand der Furcht und der Hoffnung. Sie fürchten seine Wirkungen, welche ihnen den Erwerb im Meer dauernd erschweren, häufig zerstören, und an den Erwerb im Meer sind sie durch die Gestaltung ihres Bodens, welche die Eismassen der Vorzeit bestimmten, ausschliesslich gebannt. Andererseits liegt in den Wirkungen des Eises auch die Hoffnung auf besseren Fang, wenn die verheerenden Kalbungen der Eisränder die festen Eisdecken der Fjorde zertrümmern. Damit werden den Bewohnern zahlreiche Pforten zum Meer eröffnet und dem Erwerb neue Angriffspunkte erschlossen.

So steht die ganze Natur Grönlands in einer furchtbaren Harmonie, und das oberste Prinzip ist das Eis. Mögen wir Leben und Wirtschaft der Bewohner, mögen wir Nutzbarkeit und Verbreitung der Tiere und Pflanzen, mögen wir den Wert des Bodens und die Gestaltung der Felsen, mögen wir die Wechselfälle des Klimas betrachten, stets finden wir die Wirkung des Eises jetzt und in früherer Zeit.

Allen diesen Richtungen waren wir zu folgen bemüht. Die Erforschung des Landes musste sich mit den Untersuchungen des Eises zu einer Umfassung aller Probleme der Eiszeit ergänzen; die biologischen Arbeiten sind durch Dr. Vanhöffen in stetem Zusammenhang und in wechselvoller Berührung damit geführt, und die meteorologischen Beobachtungen Dr. Stade's auf der Station haben die klimatischen Wirkungen des Eises verfolgt.

Äusserer Verlauf der Expedition.

Über die äusseren Bedingungen, unter denen die Expedition stand, und über den Gang der Ereignisse kann ich mich an dieser Stelle kurz fassen, nachdem wir darüber früher zu verschiedenen Malen ausführlich berichtet haben.[1]

Die erste, im Sommer 1891 in Gemeinschaft mit O. Baschin durchgeführte Vorexpedition währte vom 3. Mai bis zum 18. September 1891, wenn ich Ausgang und Rückkehr nach Kopenhagen als Beginn und Ende der Reise betrachte. Von dieser Zeit gehörten die Tage vom 3. Mai bis zum 16. Juni der Hinreise und vom 29. Juli bis zum 18. September der Rückreise an, sodass eine Zeit von etwa sechs Wochen zur Arbeit im Lande verblieb.

Die zweite, in Gemeinschaft mit Dr. E. Vanhöffen und Dr. H. Stade durchgeführte Hauptexpedition währte vom 1. Mai 1892 bis zum 14. Oktober 1893, wenn ich ebenso, wie bei der Vorexpedition rechne. Davon gehörte die Zeit vom 1. Mai bis zum 27. Juni 1892 der Hinreise und die Zeit vom 27. August bis zum 14. Oktober 1893 der Rückreise an; wir hatten also eine Zeit von vierzehn Monaten zur Arbeit in Grönland.

Grönland ist Dänische Kolonie, und der Handel ist ein Monopol der Königlichen Regierung; der Verkehr mit dem Mutterlande wird durch acht Segelschiffe

[1] Verhandlungen der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1891, S. 403 ff. und S. 445 ff.; 1892, S. 270 ff. und S. 421 ff.; 1893, S. 319 ff. und S. 438 ff.; 1894, S. 137 ff.; 1895, S. 101 ff. Ferner: Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1892, S. 1 ff.

und einen Dampfer besorgt. Das Land ist in zwei Inspektorate eingeteilt, von denen das nördliche die Kolonien Upernivik, Umanak, Godhavn, Ritenbenk, Jakobshavn, Christianshaab und Egedesminde, das südliche die Kolonien Holstensborg, Sukkertoppen, Godthaab, Frederikshaab und Julianehaab umfasst. Das nördliche Inspektorat umschliesst die nördlichsten bewohnten Gegenden südlich der Melville-Bai, die grosse Nordost-Bucht und die Disko-Bucht und liegt nördlich des Polarkreises; das südliche umfasst den fjordreichen, aber nicht durch tiefe Buchten geteilten Küstenstreifen südlich des Polarkreises. Im Jahr 1894 ist auch an der Ostküste in Angmagsalik unter 65° 36′ n. Br. ein Missions- und Handelsplatz errichtet worden.

Jeder Kolonie, welche durch ein bis zwei Beamte verwaltet wird, die den Handel besorgen, ist eine Reihe von kleineren Handelsplätzen (*udsteder*) unterstellt, welchen dänische oder grönländische Unterbeamte vorstehen. Die Anzahl dieser kleinen Handelsstellen richtet sich nach der Grösse des Distrikts und der Anzahl seiner Wohnplätze. In der Regel ist in allen grösseren Wohnplätzen eine dieser Handelsstellen errichtet.

Auf eine geographische Beschreibung der Westküste im allgemeinen und den wirtschaftlichen Unterschied zwischen den beiden Inspektoraten im besonderen einzugehen, ist nicht meine Aufgabe. Die letzteren könnte man kurz dahin charakterisieren, dass in dem südlichen Inspektorat der Kajakfang in dem Erwerb der Grönländer die erste Stelle einnimmt, während in dem nördlichen Inspektorat als wichtigstes Erwerbsmittel der Hundeschlitten hinzutritt. Der Unterschied liegt darin begründet, dass die tiefen Buchten des nördlichen Inspektorats die Bildung einer festen Eisdecke auf dem Meer gestatten und dass die grössere Erschliessung der Küste die Ansiedlungen viel mehr nach dem Inneren führt, während im südlichen Inspektorat der Haupterwerb an der Aussenküste erfolgt und deshalb mit dem Kajak, weil das offene Meer keine feste Eisbildung zulässt. Auf Einzelheiten kann ich nicht eingehen; man findet sie in reicher Fülle in dem ausgezeichneten Werk von H. Rink[1], welches durch die einer Übersetzung gleichkommende Bearbeitung von A. v. Etzel[2] auch dem deutschen Leserkreise zugänglich gemacht worden ist.

Unsere Aufgaben lagen in dem nördlichen Inspektorat; wir haben dieses mit Ausnahme des Distrikts von Egedesminde fast im ganzen Umfang kennen gelernt, hauptsächlich aber das Gebiet der Nordost-Bucht, in deren Hintergrund wir am Inlandeisrande unsere wissenschaftliche Station anlegten. Die wirtschaftlichen Vorteile, welche Nord-Grönland vor dem südlichen Inspektorat besitzt, haben auch unsere wissenschaftlichen Arbeiten wesentlich erleichtert, insbesondere leistete der Hundeschlitten vortreffliche Dienste (Karte 1).

[1] H. Rink: Grønland geographisk og statistisk beskrevet. Første Bind: Det nordre Inspectorat; Første Deel Kjøbenhavn 1852, anden Deel 1855. Andet Bind: Det søndre Inspectorat, Kjøbenhavn 1857.
H. Rink: Danish Greenland, its people and products, 1877.

[2] A. v. Etzel: Grönland, aus dänischen Quellschriften, 1860.

Unsere Beförderung nach und von Grönland erfolgte dank dem stets so reich bewiesenen Entgegenkommen der Dänischen Regierung auf den Schiffen des Königlichen Handels, welche im Frühjahr Kopenhagen zu verlassen und nach der Besegelung von zwei bis drei Kolonien in den Sommermonaten im Herbst zurückzukehren pflegen. Im Jahr 1891 benutzten wir hin und zurück die Segelbrigg „Peru", Kapitän Kjøller; im Jahr 1892 zur Hinreise das gleiche Schiff zunächst unter Kapitän Kjøller und dann nach dessen Erkrankung und Ausscheiden in Norwegen unter Kapitän Johansen, im Jahr 1893 zur Rückreise die Segelbrigg „Constance", Kapitän Knudsen.

Vorexpedition.

Im Jahr 1891 landeten wir am 16. Juni in der Kolonie Jakobshavn, nachdem wir am 3. Mai Kopenhagen verlassen, bis zum 7. im Sund und Kattegat, bis zum 10. Mai in der Nordsee, bis zum 3. Juni im Atlantischen Ozean und den Rest in der Davis-Strasse zugebracht hatten. Der Kurs geht von Skagen um Kap Lindesnaes, die Südspitze Norwegens, herum und dann nordwestlich zwischen den Orkney- und Shetland-Inseln hindurch in den Atlantischen Ozean. Kap Farvel, die Südspitze Grönlands, wird des Eises wegen in weitem Bogen umfahren; von der Breite des Kaps an ist der Beginn der Davis-Strasse gerechnet. Nach der Landung in Jakobshavn haben wir am 18. und 19. Juni den grossen Jakobshavner Eisstrom über Land von der Nordseite besucht und sind dann im Umiak nach Ritenbenk und von dort in einer Segeljacht der Kolonie durch das Vaigat nach der kleinen Handelsstelle Nugsuak an der Spitze der gleichnamigen Halbinsel gefahren. Von hier begann am 25. Juni unsere Bootfahrt an den Küsten und zu den Eisbildungen in den Verzweigungen des südlichen Teils der Nordost-Bucht, also des Umanak-Fjordes (s. Karte 1).

Wir fuhren zunächst an der Nordküste der Halbinsel Nugsuak entlang über die Wohnstätten Niakornat (26. Juni) und Kaersut nach der Kolonie Umanak und besuchten unterwegs die kleinen Küstengletscher von Ujarartorsuak (27. Juni) und Kome (29. Juni). Am Abend des 29. Juni langten wir in Umanak an.

Am 1. Juli fuhren wir weiter in das Innere des Fjordes nach Ikerasak. Die Küstenfahrt von Nugsuak nach Umanak hatte uns einen Einblick in die isolierten Gletscher des Umanak-Fjordes verschafft; von Ikerasak aus wollten wir nun den Rand des Inlandeises im Meer und auf dem Lande besuchen. Da die Eisstauungen des Winters im Hintergrunde des Fjordes sich erst Ende Juni zu lösen begannen, konnten wir dem Inlandeisrand im Meer noch nicht nahen, weil der Weg durch Packeisstauungen versperrt war; wir wandten uns deshalb zuerst zu einem Besuch des Inlandeisrandes auf dem Lande. Wir erreichten unseren Zweck in mehreren Touren von dem Hintergrunde des eisfreien Sermitdlet-Fjordes aus in den Tagen vom 2. bis zum 9. Juli und hatten dabei am 5. Juli auch Gelegenheit, einen der Ausläufer des Inlandeises ins Meer, den Sermilik-Eisstrom, aus der Nähe kennen zu lernen.

Nach der Rückkehr aus dem Sermitdlet-Fjord nach Ikerasak hatten sich die Eisstauungen etwas gebessert, und es gelang trotz mancher Schwierigkeiten nun auch mit Booten den Austritten des Inlandeises ins Meer zu nahen. Wir besuchten die beiden Karajak-Eisströme in den Tagen vom 10. bis zum 13. Juli und die Itivdliarsuk-Eisströme in den Tagen vom 14. bis zum 18. Juli. An einem der letzteren wurden einige Messungen über die Intensität der Bewegung genommen.

Am 18. Juli wurden wir zur Heimreise nach Umanak berufen und kehrten über Stor Ø und Ikerasak dorthin zurück. Doch da die Ladung des Schiffes noch nicht beendet war, fand ich Zeit, dem Küstengletscher von Kome in den Tagen vom 22. bis zum 25. Juni noch einen zweiten Besuch abzustatten.

Am 29. Juli wurde die Heimreise begonnen; sie gehörte bis zum 24. August der Baffins-Bai und der Davis-Strasse an, einschliesslich eines kurzen Aufenthalts vom 7. bis zum 9. August in der Kolonie Godhavn auf Disko; bis zum 12. September waren wir im Atlantischen Ozean, und am 18. September landeten wir in Kopenhagen.

Ein Ergebnis dieser Erkundungsfahrt vom Sommer 1891, welche uns auch mit den verschiedenen Eisbildungen Grönlands und ihrer Umgebung in allgemeinen Umrissen bekannt gemacht hatte, war die Auswahl eines geeigneten Ortes zur Anlage einer wissenschaftlichen Station, auf welche die längeren Forschungen der Hauptexpedition begründet werden konnten. Ich hatte dafür den Karajak-Nunatak ins Auge gefasst, weil sich bei ihm die für unsere wissenschaftlichen Aufgaben überaus günstige Lage mit vielen praktischen Vorteilen vereinte, welche die Arbeiten der Expedition später auch wesentlich gefördert haben. Es dürfte kaum einen Ort an der Westküste Grönlands geben, von dem aus man gleich grossartige und gleich mannigfaltige Eisbildungen ebenso gut erreichen kann, wie von dem Karajak-Nunatak.

Hauptexpedition.

Die Hauptexpedition hat am 1. Mai 1892 Kopenhagen verlassen und am 27. Juni nach stürmischer Fahrt die Kolonie Umanak in Nord-Grönland erreicht. Die Reise wurde wegen Erkrankung des Schiffsführers durch einen Aufenthalt vom 8. bis 13. Mai in Eker Ø, dem Hafen von Ekersund, an der Südwestküste Norwegens unterbrochen. Während der Fahrt wurden durch mich mindestens einmal am Tage Salzgehalt, Farbe und Temperatur des Meerwassers bestimmt; Dr. Vanhöffen untersuchte täglich mehrmals das Plankton, und Dr. Stade stellte meteorologische Beobachtungen an. Der 1. und 2. Mai gehörte dem Sund, der 3. dem Kattegat, der 4. bis 8. und dann der 13. bis 16. dem Skagerak und der Nordsee; vom 16. bis zum 31. Mai waren wir im Atlantischen Ozean und die übrige Zeit in der Davis-Strasse und Baffins-Bai. Hier hatten wir ausser den regelmässigen Beobachtungen Gelegenheit, in den Tagen vom 1. bis 13. Juni die Scholleneisdriften des südlichen Teils der Davis-Strasse und später mehrfach die Eisbergschwärme ihres nördlichen Teils und die der Baffins-Bai kennen zu lernen.

Gleich nach der Ankunft in der Kolonie Umanak wurde in den Tagen vom 27. Juni bis zum 3. Juli unsere Ausrüstung ausgeladen und in zwei Fahrten durch die von dem Koloniebestyrer, Herrn Juncker, gütigst zur Verfügung gestellte Kolonie-Jacht fjordeinwärts nach der Handelsstelle Ikerasak geschafft. Wir selbst erledigten in diesen Tagen die einleitenden astronomischen Arbeiten, sowie die ersten Sammlungen der damals in voller Entfaltung stehenden Flora der Umanak-Insel. Mit der zweiten Fahrt der Jacht folgten wir selbst mit nach Ikerasak.

Da die Eisstopfungen im Hintergrunde des Karajak-Fjordes ein Vordringen zum Karajak-Nunatak noch nicht zuliessen, benutzten wir die Zeit vom 7. bis zum 13. Juli zu einem Ausflug in das Innere des eisfreien Sermitdlet-Fjordes und von dort zu einem dreitägigen Gang zum Inlandeisrand auf der Höhe des Plateaus, um dessen Aussehen mit den Beobachtungen des Jahres 1891 zu vergleichen. Auch wurden Lotungen in zwei Binnenseen ausgeführt und zoologisch-botanische Sammlungen angelegt.

Am 13. Juli nach Ikerasak zurückgekehrt, fanden wir den Wasserweg zum Karajak-Nunatak nach der Aussage der Grönländer freier und drangen deshalb am 15. Juli zunächst allein mit unserem kleinen Holzboot vor. Das Eis war noch sehr dicht; wir kamen jedoch hindurch und betraten am Morgen des 16. Juli die Stelle, die ich im Jahr vorher für die Errichtung der wissenschaftlichen Station in Aussicht genommen hatte.

Den 16. und 17. Juli benutzten wir zu verschiedenen Gängen auf dem Karajak-Nunatak, wobei wir das Glück hatten, am 16. nachmittags eine Kalbung erster Grösse vom Rande des Grossen Karajak-Eisstroms zu beobachten. Am 18. kehrte ich mit Dr. Vanhöffen nach Ikerasak zurück, um mit der Überführung der Ausrüstung zu beginnen; Dr. Stade verblieb von nun an schon zu meteorologischen Beobachtungen an dem Ort der Station.

In der nun folgenden Zeit bis zum 9. August wurde unsere gesamte Ausrüstung in fünf Fahrten der Kolonie-Jacht von Ikerasak nach dem Karajak-Nunatak geschafft und gleichzeitig die meteorologische Station und die Wohnstätte eingerichtet. Ich besorgte mit Dr. Stade und zwölf Grönländern die Einrichtungen der Wohnstätte und der Station, Dr. Vanhöffen förderte mit zehn Grönländern das Gepäck zur Stelle. In dieser Zeit entstand unser Wohnhaus, ein Lasthaus und ein Grönländerhaus in der Bucht nahe am Meer, sowie eine Beobachtungshütte auf der Höhe des Nunataks am Rande des Eises. Dazu wurden die Einrichtungen der meteorologischen Station, die an anderer Stelle beschrieben werden, getroffen und ein Flutmesser aufgestellt. Nach der Vollendung dieser Arbeiten siedelte zu dauernder Hilfeleistung der Grönländer Thue Abrahamsen mit seiner Familie von Ikerasak in das Grönländerhaus am Stationsort hinüber; er ist bis zur Abreise in unserm Dienst geblieben.

In Bezug auf die Verteilung der Arbeiten hatte ich beschlossen, die genaue Durchforschung begrenzter Eisbezirke der verschiedenen Arten sogleich im Herbst in Angriff zu nehmen, einmal um zu späteren Revisionen der getroffenen

Einrichtungen eine möglichst lange Zeit vor mir zu haben, dann aber auch, weil die Schwierigkeit der Verkehrsverhältnisse auf den Fjorden im Herbst auf eine Arbeit in beschränkteren Gebieten verweist.

Im Frühjahr, wo der Schlittenverkehr in grösserer Leichtigkeit auch über weite Landstrecken fährt, gedachte ich, neben der dauernden Revision der im Herbst getroffenen Einrichtungen die dabei gewonnenen Erfahrungen durch ausgedehnte Umschau über das Land zu erweitern und zu vertiefen.

Die Periode der Herbstarbeit begann im August und währte bis Anfang Dezember; die Frühjahrsarbeit mit Hilfe des Hundeschlittens dauerte von Ende Januar bis Mitte Juni.

Die Arbeiten im Herbst und Winter. — Die Verteilung der Herbstarbeit auf die verschiedenen Arten der Eisbildungen ergab sich aus der Lage der Station und aus den Verkehrsverhältnissen in den Fjorden. Da die Station am Inlandeisrande lag, konnten wir diesen zu jeder Zeit erreichen. Ich führte deshalb an ihm in den Tagen vom 11. bis zum 16. August nur einige einleitende Bewegungsmessungen aus und begann dann mit der Bearbeitung der Küstengletscher, weil im August der Verkehr mit dem Boot in den Fjorden noch nicht zu sehr durch Eisstopfungen behindert wurde.

Die Bereisung der Küstengletscher dauerte vom 17. August bis zum 2. September; wir haben in dieser Zeit die Gletscher von Sarfarfik, Kome, Sermiarsut und Asakak gesehen, begangen und untersucht. Während des Aufenthalts am Kome-Gletscher hat Dr. Vanhöffen ausser den gewöhnlichen zoologisch-botanischen Arbeiten, denen er auf den Reisen obzuliegen pflegte, eine Sammlung von fossilen Pflanzen aus den Kome-Schichten zustande gebracht.

In der nun folgenden Zeit bis zum 23. September wurde der erste längere Ausflug auf das Inlandeis vorbereitet und ausgeführt, um im Nährgebiet der beiden Karajak-Eisströme zur Feststellung der Bewegungsverhältnisse ein Markensystem einzurichten. Mit drei Schlitten nach dem von Dr. Nansen erprobten Modell[1], welche von je einem Grönländer geschoben wurden, gingen wir von der Stirnseite des Karajak-Nunataks aus und schlugen auf ruhigem Eise in der Höhe von 710 m unser Zelt auf. Wir haben von hier aus den grössten Teil der Marken gesetzt und die Eigentümlichkeiten der Eisoberfläche in ihrer Umgebung untersucht. Im Ganzen sind in einem Eisbezirk von etwa 30 qkm Grösse 57 Marken trigonometrisch festgelegt worden; die Aufstellung des letzten Teils derselben wurde mit dem Rückweg zur Station verbunden.

Nach Vollendung dieser Reise zogen wir uns auf die nähere Umgebung der Station zurück, und ich setzte die im August begonnenen Untersuchungen über die Bewegungsverhältnisse in dem Grossen Karajak-Eisstrom fort. Da ich diese, auf die Beobachtungshütte am Eisrande gestützt, mit Hilfe der beiden Grönländer, Thue und Amos, allein ausführen konnte, widmete sich Dr. Vanhöffen in jener

[1] Fridtjof Nansen: Auf Schneeschuhen durch Grönland, Hamburg 1891. Bd. I, Kap. II.

Zeit ausschliesslich den zoologisch-botanischen Arbeiten, insbesondere der Untersuchung der Meeres-Fauna von der Station aus. Meine Arbeiten am Grossen Karajak und mein Aufenthalt in der Beobachtungshütte am Eise währten von Ende September bis Anfang Dezember; gleichzeitig habe ich die physikalischen Untersuchungen über die Temperatur- und Strukturverhältnisse des Eises begonnen. Diese letzteren bildeten dann im Dezember und Januar auf der Station den Hauptteil meiner Thätigkeit, weil in jener Zeit die Sonne nicht über dem Horizont erschien und nur die starke Dämmerung in der Mittagszeit eine kurze Arbeit im Freien gestattete. Immerhin war es auch in der Mitte der Dunkelzeit am 21. Dezember möglich, etwa vier Stunden im Freien thätig zu sein.

Die Schlittenreisen. — Nachdem wir schon am 3. Januar 1893 einen vergeblichen Versuch gemacht hatten, mit dem Schlitten bis Ikerasak zu kommen, begann Ende Januar die Zeit des Schlittenverkehrs und damit die Möglichkeit einer weiteren Umschau über das Land. Die erste Zeit wurde von mir und Dr. Vanhöffen zu kleinen Schlittenfahrten von der Station aus benutzt, so am 25. und 26. Januar nach Ikerasak, am 5. Februar über den Fjord zum Rande des Grossen Karajak-Eisstroms, vom 6. bis zum 8. Februar über Ikerasak und Sermiarsut nach Umanak, am 9., 12., 13., 14., 17. Februar meist zu Lotungs- oder Vermessungszwecken auf dem Kleinen Karajak-Fjord. Mitte Februar war das Eis der Fjorde so allgemein gefestigt, dass wir auch weitere Reisen beginnen konnten.

Wir haben vier längere Reisen ausgeführt und zwar die erste vom 22. Februar bis zum 16. März. Es ging quer durch die Halbinsel Nugsuak nach der Handelsstelle Kekertak (22. Februar). Von dort über die Kolonie Ritenbenk quer durch Arveprinsens-Eiland zum Ata-Sund und südlich über den Handelsplatz Rodebay nach Jakobshavn (23. bis 25. Februar). Von hier quer über den grossen Eisfjord nach Claushavn und von dort über Tasiusak zum Rande des Jakobshavner Eisstroms (26. und 27. Februar), an dessen Südseite wir am 28. Februar zur Vermessung weilten. Zurück über Claushavn nach Jakobshavn (1. bis 3. März), Vermessung der Eisbergbank in der Mündung des Jakobshavner Eisfjordes am 3., 4. und 5. März, dann auf dem nun gefestigten Eis der Disko-Bucht über Klokkerhuk und Ritenbenk nach Sarkak (6. bis 8. März). Von hier machten wir eine Fahrt durch das Vaigat, sammelten bei den berühmten Fundstätten von Atanikerdluk (9. März) und Patoot (10. März), sowie bei Asuk (11. März) Versteinerungen und kehrten in den Tagen vom 12. bis zum 16. März über Ujaragsugsuk, Sarkak und Kekertak quer durch Nugsuak nach der Station zurück. Der Zweck und das Ergebnis der Reise ist der Besuch des Jakobshavner Eisstroms gewesen, über dessen Rand und über dessen Eisberge wir eine Reihe von Messungen erlangten. Nächstdem hat der Besuch des Vaigat unsere Sammlung der fossilen Pflanzen, die bisher nur von Kome herrührte, ergänzt.

Nach einer kurzen Fahrt über Ikerasak und Umanak zur Revision des Kome-Gletschers und zurück (20. bis 23. März) führte uns die zweite Schlittenreise in den Tagen vom 6. bis zum 9. April in das Innere der Halbinsel Nugsuak durch das

Thal Itivdlek und über dessen von tiefem Schnee verhüllte Wasserscheide hinüber zum Inlandeisrand. Zweck und Ergebnis dieser Reise war, die Form und die Eigenschaften des Eisrandes im Innern eines grösseren zusammenhängenden Landgebiets kennen zu lernen. Am 13. und 16. April wurden dann kurze Fahrten von der Station zur Vermessung des Kleinen Karajak-Fjordes unternommen.

Die dritte und längste Schlittenreise dauerte vom 18. April bis zum 18. Mai und führte uns nach Norden zu den Austritten des Inlandeises im Karrat-Fjord und in Uperniviks-Land. Zunächst ging es über Ikerasak, Umanak, Sermiarsut und Kaersut nach dem Handelsplatz Igdlorsuit auf Ubekjendt-Eiland (18. bis 21. April), dann in den Karrat-Fjord zu den Austritten des Inlandeises, welche Umiamako- und Rinks-Eisstrom benannt sind, und zurück nach Igdlorsuit (22. bis 26. April). Dann fuhren wir um die Aussenküste der Halbinsel Svartenhuk und, als wir bei Kap Svartenhuk auf offenes Meer stiessen, über Land nach Søndre Upernivik (27. April bis 1. Mai); von hier über Prøven, Kaersok und Augpalartok nach der Südseite vom Uperniviks-Eisstrom und zurück nach Augpalartok (2. bis 6. Mai); dann über die Kolonie Upernivik nach der Nordseite von Uperniviks-Eisstrom und zurück nach Upernivik (7. bis 9. Mai); von hier zurück über Kaersok, Prøven, Søndre Upernivik und die Halbinsel Svartenhuk nach Igdlorsuit (10. bis 15. Mai) und über Umanak, Sermiarsut und Ikerasak nach der Station (16. bis 18. Mai). Bei den Fahrten durch Uperniviks-Land wurden wir durch offene Stellen oft zu Umwegen gezwungen und durch reichliches Wasser, welches über dem Eise stand und den etwa knietiefen Schnee zu einem wässrigen Brei durchtränkte, in der Schnelligkeit unseres Fortschritts aufgehalten. Das Ergebnis dieser Reise war eine zweimalige Revision des Asakak-Gletschers, die Kenntnis und Vermessung des Karrat-Fjordes und seiner Eisbildungen, sowie der doppelte Besuch von Uperniviks-Eisstrom und der Überblick über Uperniviks-Land.

Es folgten nun mehrere kleine Fahrten zu Lotungs- und Vermessungszwecken im Kleinen und im Grossen Karajak-Fjord und zwar in den Tagen vom 24. bis zum 26. Mai und vom 2. bis zum 4. Juni und dann die letzte weitere Fahrt zu den Itivdliarsuk-Eisströmen, also zu den nördlichen Austritten des Inlandeises in die Verzweigungen des Umanak-Fjordes. Dieselbe dauerte vom 5. bis zum 11. Juni und führte über Ikerasak und Umanak bis Saitut (5. u. 6. Juni) und von dort nach Ekinga im Itivdliarsuk-Fjord, woselbst wir den 7. und 8. Juni zur Vermessung des westlichen Itivdliarsuk-Eisstroms verweilten. Während wir dort arbeiteten, begann sich in Folge eines warmen Sturms die feste Eisdecke des Fjordes zu zerteilen, und wir mussten einen eiligen Rückzug antreten. Dieser führte mich über Saitut und Umanak zu einer neuen Revision des Asakak-Gletschers und von dort nach Ikerasak (9. und 10. Juni), während Dr. Vanhöffen über Saitut und die Vogelfelsen von Kakordlursuit direkt nach Ikerasak fuhr. Von Ikerasak begannen wir am Abend des 10. Juni die gemeinsame Heimreise zur Station. Im Hintergrunde des Karajak-Fjordes fanden wir das Eis schon sehr zerteilt und gelöst und konnten die Reise nicht mehr im Schlitten vollenden. Schlitten

und Hunde wurden an der Westseite des Kleinen Karajak-Fjordes bei Karajak-Haus zurückgelassen, wir selbst erreichten mit einem Teil unseres Gepäcks auf weiten Umwegen zu Fuss am Abend des 11. Juni unsere Station. Das Ergebnis dieser vierten Schlittenreise waren Messungen der Bewegungsintensität des westlichen Itivdliarsuk-Eisstroms und eine Revision des Asakak-Gletschers.

Sommer 1893. — Mit der Fahrt zum Itivdliarsuk hatten die Schlittenreisen und die Umschau über die entfernteren Teile des Landes und des Inlandeises mit seinen Ausläufern ihr Ende erreicht. In den Fjorden herrschte der Zustand, wo sie weder mit dem Schlitten, noch mit dem Boot passierbar sind; wir waren so von selbst wieder auf die Bearbeitung der nächsten Teile des Inlandeises gewiesen.

Es folgte zunächst in der zweiten Hälfte des Juni 1893 ein neuer Aufenthalt auf dem Inlandeis vor der Stirnseite des Karajak-Nunataks zur Revision des im September 1892 angelegten Markensystems. Diese Reise war leichter, als die vom September, weil die Oberfläche des Inlandeises viel mehr ausgeebnet und die Spalten noch durch Schneebrücken verschlossen waren. Wir hatten das Glück, alle 57 Marken wiederzufinden, und konnten sie von neuem festlegen, sowie den Zustand der Eisoberfläche mit dem vom Herbst vergleichen.

Die Absperrung unserer Station von den äusseren Teilen des Fjordes hat im Jahr 1893 bis Ende Juli gewährt. Ich benutzte die Zeit zu erneuten Vermessungen des Karajak-Eisstroms, zu Aufnahmen des Nunataks und Pendelbestimmungen auf der Station; Dr. Vanhöffen setzte die Untersuchungen der Meeresfauna fort, vervollständigte die botanischen Sammlungen und machte in den Tagen vom 4. bis zum 6. Juli einen Ausflug vom westlichen Ufer des Kleinen Karajak-Fjordes über Land in den Sermitdlet-Fjord, um auch von dort her seine botanischen Sammlungen zu vervollständigen und um Lachse zu fangen.

Ende Juli 1893 gestatteten erst die Eisverhältnisse des Fjordes die Abreise von der Station. Mit dem 28. Juli hat Dr. Stade die meteorologischen Arbeiten auf dem Karajak-Nunatak abgeschlossen, nachdem er sie über ein volles Jahr hatte ausführen können; am 29. brachen wir mit der ganzen Ausrüstung auf und kamen über Ikerasak am 1. August nach Umanak. Die Eismassen waren noch dicht, aber kein Hindernis mehr.

Von Umanak aus wurde die letzte Bereisung der Küstengletscher unternommen; sie dauerte vom 3. bis zum 11. August 1893. Die Gletscher von Sarfarfik, Kome, Sermiarsut und Asakak wurden dabei von neuem bis zu ihren oberen Teilen begangen und untersucht.

Mit dieser Bootfahrt zu den Küstengletschern war unser Arbeitsplan vollendet.

Zusammenfassende Übersicht der Arbeiten.

Ich habe im Herbst nach der Einrichtung der Station und der Wohnstätte die verschiedenartigen Eisbildungen in begrenzten Bezirken nach ihren physikalischen

Eigenschaften und ihren Bewegungsverhältnissen eingehend untersucht und die Einrichtungen für die Revisionen der Folgezeit getroffen. Der Reihe nach sind die Küstengletscher, das Inlandeis und die Inlandeisströme beobachtet worden. Das Frühjahr und der Sommer 1893 dienten zu wiederholten Revisionen der Einrichtungen des Herbstes zwischen den Schlittenreisen und zu einer Ausdehnung unserer Kenntnis über die Eisbildungen der ferneren Küstengebiete durch die Schlittenreisen.

Hand in Hand mit diesen Arbeiten gingen meine Untersuchungen über die physikalischen Grundbedingungen der Eisbewegung, hauptsächlich über die Strukturverhältnisse des Eises und über das Eindringen der Temperatur. Während die Dunkelzeit weitere Ausflüge und längere Arbeiten im Freien verbot, wurden diese physikalischen Untersuchungen ausschliesslich gepflegt.

Dr. Vanhöffen hat an sämtlichen Reisen der Hauptexpedition teilgenommen, bei den Untersuchungen des Eises geholfen und das Studium des Landes nach der biologischen Seite ergänzt. Nur während unseres Aufenthaltes auf dem Inlandeis bot sich für biologische Forschungen wenig Gelegenheit dar, sonst hat er immer zoologisch-botanische Sammlungen und Beobachtungen reichlich anstellen können.

Während ich die Eisbildungen in dem nächsten Umkreis der Station allein bearbeitete (Oktober 1892 bis Februar 1893), konnte er sich den zoologisch-botanischen Forschungen, insbesondere der Untersuchung der Meeresfauna, ausschliesslich widmen und bei unseren Aufenthalten auf der Station zwischen den einzelnen Schlittenreisen und nach deren Abschluss (Februar bis Juli 1893) auch die zeitlichen Veränderungen der Fauna studieren. Sowohl für die Eisforschung, wie für die zoologisch-botanischen Untersuchungen war die Station auf dem Karajak-Nunatak der Stützpunkt, weil wir immer wieder dorthin zurückkehrten und häufig verweilten.

Die Station lieferte auch ein vollständiges meteorologisches Beobachtungsmaterial durch die Arbeiten von Dr. Stade. Er ist vom 16. Juli 1892 bis zum 28. Juli 1893 ohne Unterbrechung an demselben Ort thätig gewesen. Durch die Aufstellung eines Richard'schen Barographen ward für die barometrischen Höhenmessungen in der Umgebung eine sichere Grundlage geschaffen. Neben den laufenden meteorologischen Arbeiten wurden wiederholt auch magnetische Bestimmungen, Verdunstungsmessungen, Beobachtungen über Salzgehalt und Temperatur des Meereswassers, Untersuchungen über die Föhnwinde und anderes angestellt. Während meiner Abwesenheit von der Station hat Dr. Stade mich in den Messungen der Eistemperaturen und des Eiswachstums auf den Gewässern vertreten.

Rückreise. — Am 11. August 1893 trafen wir zur Heimreise in Umanak ein; doch erst am 27. August konnte die Segelbrigg „Constance" den Hafen verlassen. Die herrschenden Südoststürme hatten den Hafen der Kolonie dermaassen mit Eis verstopft, dass die Ausfahrt tagelang unmöglich war. Wir benutzten die letzte Zeit zu einigen Ausflügen auf der Umanak-Insel, zur Vervollständigung der Sammlungen, sowie zu einer zweiten Schwerebestimmung mit Sterneck'schen Pendeln.

Am 27. August begann die Heimfahrt und fand am 14. Oktober in Kopenhagen ihren Abschluss. Sie wurde in gleicher Weise, wie die Hinfahrt, zu Bestimmungen von Salzgehalt, Farbe und Temperatur des Meereswassers, Planktonfängen und meteorologischen Beobachtungen benutzt. Die Zeit vom 27. August bis zum 12. September gehörte der Baffins-Bai und Davis-Strasse, die Tage vom 12. September bis zum 1. Oktober dem Atlantischen Ozean und die Tage vom 1. bis zum 8. Oktober dem Skagarak und der Nordsee. Am 8. Oktober wurde Skagen passiert, und am 10. zwang uns ein Sturm aus Südost, in den Hafen von Frederikshavn einzulaufen. Dort lagen wir drei Tage vor Anker und haben am 14. Oktober Kopenhagen erreicht.

Zweites Kapitel.

Das Inlandeis und der Küstensaum.

Grönland ist das grösste Polarland, welches wir kennen; sein breites Nordende ragt bis über den 82.° n. Br. hinaus und ist an der Ostseite, sowie in der nördlichen Umgrenzung noch nicht erforscht, das Südende ist keilförmig zugespitzt und reicht bis unter den 60.° n. Br., also weit in die gemässigte Zone, hinab. Auf dieser Erstreckung von über zwanzig Breitengraden haben wir im Osten und Westen zwei felsige Küstensäume von wechselnder Breite, welche sich bei Kap Farvel zu dem Südende schliessen, und dazwischen eine riesige Eishülle, die sich von den eisfreien Küsten gegen eine innere Längsachse hebt und als einförmige Kuppe das ganze Land überspannt. Da die Küsten gegen Norden auseinandertreten, gewinnt das Inlandeis, wie H. Rink die Eisdecke genannt hat, dorthin an Ausdehnung und spannt sich schon im 70.° n. Br. in einer Breite von 700 Kilometern und mehr, um sich weiter nördlich wieder etwas zu verschmälern. Die Küstensäume selbst bilden keine zusammenhängenden Felsrücken, sondern sind durch zahllose Buchten und Fjorde zerteilt, so dass sie aus einer Kette von felsigen Inseln und Halbinseln bestehen. An vielen Stellen greifen die Fjorde ganz bis zum Inlandeis hindurch und gestatten diesem den Zutritt zum Meer. Hier entstehen die gewaltigen Eisberge, welche in grosser Zahl die Meere zu beiden Seiten Grönlands erfüllen und durch Strömungen weit hinab in südliche Breiten getragen werden.

Schon die ältesten Bewohner Grönlands wussten, dass nur der schmale Küstensaum ihres Landes bewohnbar sei und dass das grosse Innere eine Eisdecke trägt, aber erst H. Rink hat das Inlandeis in seiner Entstehung und in seiner Bedeutung erfasst.[1] Er sammelte die Nachrichten, welche aus älteren Reisen vorlagen

[1] Vergleiche K. J. V. Steenstrup in „Meddelelser om Grønland“ IV, Seite 71 ff.

und die von den Bewohnern zu erlangen waren, und gab den ersten Beweis, dass es wirklich eine zusammenhängende Eishülle ist. Über die Entstehung des Inlandeises hat er eine Ansicht angedeutet[1]; doch wenn dasselbe seit seinen Reisen, die 1848 begannen, auch vielfach besucht und beschrieben und häufig zu einem Vergleich mit unserer Eiszeit herangezogen wurde, so ist von Rink's Auffassung seiner Bildung seltener die Rede gewesen. Sie hat unter den dänischen Forschern, die im Laufe der Jahre ein wertvolles Material in den *Meddelelser om Grønland*[2] niedergelegt haben, weiter gelebt, wie zuletzt auch der Nachruf für Rink von K. J. V. Steenstrup[3] bezeugt, aber in weiteren Kreisen des Auslands ist sie allzuwenig bekannt.

Rink's Auffassung des Inlandeises.

Rink's Auffassung ist so ursprünglich und für das Wesen des Inlandeises charakteristisch, dass sie hier an erster Stelle ausgeführt zu werden verdient.

Wenn er die Ausdehnung Grönlands betrachtet und das Land mit ähnlichen Landkomplexen anderer Breiten vergleicht, so findet er einen wesentlichen Unterschied gegen andere Länder darin, dass Grönland keine grösseren Thal- und Flusssysteme besitzt. In dem eisfreien Küstengürtel bestehen wohl einige kürzere Thäler, aber ein so riesiges Land, das eine erhebliche Niederschlagsmenge auch unter den ungünstigsten Verhältnissen auffangen muss, müsste diese auch in grossen Abflusssystemen vereinen.

Wo aber sind die gewaltigen Ströme, die das Innere entwässern? Wir sehen sie nicht; aber wenn wir uns im Hintergrunde der Fjorde den Stellen nähern, wo man ihre Mündungen erwarten sollte, so stossen wir auf Eismauern, die in lebhafter Bewegung in die Fjorde hinausdrängen, um dort zertrümmert zu werden und schwimmende Eisberge zu entsenden. Diese Eisströme müssen die Wasserströme ersetzen.

Rink beobachtet ferner, wie in dem harten arktischen Winter fast alle, auch die lebhaftesten Bäche der eisfreien Küstenthäler gefrieren, und zwar, indem sie von unten nach oben zuwachsen. Besonders diejenigen, welche den Gletschern des Küstengürtels entstammen, werden auch im Winter reichlich gespeist, weil die Temperatur im Innern der Gletscher um den Schmelzpunkt schwankt und so dem Schwunde kein Einhalt geboten wird. Im Sommer erreicht das Wasser die Fjorde, im Winter gefriert es, sowie es den wärmeren Gletscherkörper verlassen hat; denn tief sind die Gletscherbäche in der Regel nicht, weil ihre Masse durch die vor der Gletscherzunge aufgehäuften Schotter in viele Äste verteilt wird. Durch das schon gefrorene Wasser findet das nachquellende den Weg versperrt; es staut sich, bis es

[1] Nord-Grønland I, S. 19 ff und S. 75.

[2] Meddelelser om Grønland, udgivne af Commissionen for Ledelsen af de geologiske og geographiske Undersøgelser i Grønland. Kjøbenhavn, i Commission hos C. A. Reitzel. 1. Heft 1879.

[3] Geografisk Tidsskrift, Kjøbenhavn XII, 5 u. 6.

auf neuen Wegen auf dem Eise oder zwischen den Schottern der breiten Thäler fortrieseln kann, um dann auch seinerseits bald zu erstarren. So geht es fort und fort, eine Eislage bildet sich über der andern, mit der Zeit werden die Schotteranhäufungen allgemein überrieselt und überfroren, und schliesslich sieht man eine einheitliche, mehrere Meter dicke Eislage, die das ganze breite Thal vor der Gletscherzunge erfüllt. Auf ihrer Oberfläche findet sich noch hier und da gefrierendes Wasser.

Ich habe nach meiner ersten Reise in Grönland im Jahr 1891 eine solche Thaleisbildung, die vor dem Kome-Gletscher lag, gesehen und beschrieben;[1] ich kannte sie nur aus dem Sommer und verstand deshalb nicht ihre Entstehung. Jetzt habe ich bei Kome, wie in anderen Thälern, diese Bildungen wachsen und vergehen gesehen. Wenn der Winter weicht und das die Oberfläche überrieselnde Wasser nicht mehr gefriert — dieser Wendepunkt tritt kaum vor dem Mai ein —, beginnt es sich einzuschneiden. Die zusammenhängende Thaleisdecke wird zerstückelt und zum grössten Teil zerstört, aber einzelne Reste bleiben erhalten und, wenn sie geschützt liegen, sogar bis zum neu beginnenden Frost im August, wo sich neues Thaleis an sie ansetzen kann. In den drei Sommern, aus denen ich das Thal von Kome kenne, sind immer erhebliche Reste übrig geblieben; 1891 begannen sie etwas abwärts von der Gletscherzunge und hielten sich nur auf der rechten Seite des Baches, 1892 reichten sie bis zum Gletscher hinauf, der Bach war überbrückt, und auch auf der linken Seite lagen beträchtliche Stücke, 1893 war es ähnlich. Das wechselt von Jahr zu Jahr, je nach den Gegenden der breiten Eislage, wo das Neueinschneiden beginnt. Die Mächtigkeit dieser Bildungen war in den drei Jahren annähernd dieselbe, richtete sich nach den Aufschüttungsformen des Untergrundes und betrug im Maximum etwa fünf Meter.

Ein ähnlicher Vorgang hätte nach Rink auch zur Entstehung des Inlandeises beitragen können, wenn die grossen Ströme des inneren Grönland im Winter gefroren, wie jetzt an der Küste die kleinen Bäche, und die Sommerwärme nicht hinreichte, um das im Winter gebildete Thaleis zu tauen. Der kommende Winter setzte dann die Bildungen des vorangegangenen fort, und die grossen Abflusssysteme des Innern wurden immer weiter gestaut und von unten nach oben erstarrt. Zunächst hielten sich diese Eisbildungen an die einzelnen Thäler, dann wurden die Scheidewände überquollen und überfroren, und so entstand das Inlandeis von unten nach oben wachsend als eine einheitliche, riesige Eisüberschwemmung des inneren Grönland. „Im Gegensatz zu den Gletschern könnte das Inlandeis eher als eine Bildung des Tieflands erscheinen, da es einer fliessenden Masse gleicht, die das Ganze bis zu einer bestimmten Höhe überschwemmt hat.“[2]

[1] Grönlands Gletscher und Inlandeis. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1892, S. 57.

[2] Nord-Grønland I, S. 12.

Der Umfang der Eisüberschwemmung regelt sich selbst. Wohl fallen auch heute noch dauernde Niederschläge, welche die Masse vermehren; aber das Inlandeis kann deshalb nicht bis in das Endlose wachsen, weil in ihm eine stete Bewegung und dadurch eine dauernde Abfuhr von Masse erfolgt. Dorthin, wo das Gefälle des Landes hinweist und die grossen Abflusssysteme des Innern münden würden, wenn sie nicht erstarrt wären, drängt auch das Eis in den grossen Eisströmen vor, um im Meer zu kalben.

Rink giebt eine Gliederung dieser Eisüberschwemmung, welche entsprechend der soeben entwickelten Anschauung auf der Bewegung und der Thätigkeit derselben beruht.[1] Er hält eine Umschau über die Fjorde, in denen das Inlandeis bis in das Meer hineintritt und Eisberge löst, und findet deren im ganzen 28; die neuesten dänischen Karten würden auf der gleichen Strecke des westlichen Küstensaums zwischen Julianehaabs- und Uperniviks-Land über 40 ergeben. Aber in dieser Zahl sind es nur fünf, welche die weit überwiegende Menge von Eisbergen liefern, nämlich der Eisstrom von Jakobshavn, der Torsukatak, der Grosse Karajak, der Umiamako und der Upernivik. Und weil heute in diesen fünf Bezirken thatsächlich die grösste Abfuhr der im Innern gefallenen Niederschläge durch Eisbergbildungen erfolgt, deshalb ist Rink der Ansicht, dass diese Eisströme die grossen Abflusssysteme des Landes ersetzen, und dass sie die Eisüberschwemmung gliedern. Er hat diese Gliederung in einer kleinen Karte dargestellt.

Wir werden das Verhältnis der fünf grossen Eisfjorde zum Inlandeis im einzelnen etwas anders darstellen; aber die Thatsache, dass in ihnen die weitaus grösste Produktion von Eisbergen erfolgt, bleibt im grossen und ganzen bestehen, und so ist eine Gliederung des Inlandeises der dänischen Küstenstrecke in dieser Weise berechtigt, ob wir die Mündungen grosser Stromsysteme vor uns haben, oder nicht. Durch ihre Produktivität vertreten die Eisströme heute äusserlich die Abflusssysteme des Landes; sie sind die Teile der allgemeinen Eisüberschwemmung, in welchen diese durch heftige Bewegung die überflüssigen Massen abschiebt. Gletscher sind nur die Ausläufer des Hochlandeises zu Thal, und in ihnen vereinigen sich vereiste Schneemengen zu einer Bewegung, „deren Hauptgrund in der Neigung der Unterlage liegt und unter allen Umständen zum grossen Teil eine Wirkung des Schwundes ist; die Bewegung der Eisströme dagegen geschieht mitten in einer für das Aussehen einförmigen Masse mit gleichmässiger Oberfläche, eben dem Inlandeis. Doch der grösste Unterschied besteht in der Intensität der Bewegung und in der gewaltigen Produktion von Eisbergen, welche den Inlandeisströmen eigen ist.“[2]

So ist die Auffassung und die Gliederung des Inlandeises von H. Rink. Ich lege Wert darauf, sie voranzustellen, weil sie die heutige Erscheinung deutlich

---

[1] Nord-Grønland I, S. 18ff.
[2] Ebendaselbst I, S. 15f.

charakterisiert und den Begriff der Inlandeisströme erläutert. Genetisch ist das Inlandeis danach mehr eine Bildung der Tiefe, welche ihre eigenen Bewegungsverhältnisse an bestimmten Stellen erzeugt, als ein aus Hochlandgletschern zusammengeschmolzener und dann vereinigt vordringender Eisstrom.

Der Küstensaum Nord-Grönlands.

Der Küstensaum des dänischen Nord-Grönland hat eine Breite von über 150 Kilometer in der Mitte bei der Insel Disko, von etwa 75 Kilometer südlich davon im Inselland von Egedesminde und 40 bis 80 Kilometer im nördlichsten Teil, in Uperniviks-Land. Er zerfällt nach seinem geologischen und landschaftlichen Charakter in zwei langgestreckte Zonen, welche freilich nicht scharf getrennt sind, sondern mehrfach ineinander übergreifen. Die innere am Inlandeise besteht aus Gneiss und krystallinischen Schiefern, die äussere aus weichen tertiären und kretaceischen Sandsteinen und Schiefern, welche von vulkanischen Gängen durchsetzt und von basaltischen Gesteinen deckenförmig überlagert werden. Für die letzteren ist die Bezeichnung „Trapp" so allgemein geworden, dass auch ich mich ihrer bedienen will.

Die trappbedeckten Sedimentgesteine beginnen von Norden her im südlichsten Teil von Uperniviks-Land auf den Inseln bei Søndre Upernivik, bilden die grossen Halbinseln Ignerit und Svartenhuk, die Insel Ubekjendt-Eiland und auch die Spitze von Upernivik Ø, die westliche Hälfte der Halbinsel Nugsuak und die Inseln Disko und Hare Ø. Von diesen Bezirken bestehen die nördlichsten bis einschliesslich Ubekjendt-Eiland fast ausschliesslich aus Trapp. Die Sedimente treten dort nur vereinzelt zu Tage und liegen in dem von Dr. Vanhöffen besuchten Aufschluss am Ignerit-Fjord fast unmittelbar im Meeresniveau; doch scheinen sie in der Tiefe weiter verbreitet zu sein, wie die Feuersteine und Kiesel am westlichen Meeresstrande von Kekertarsuak nördlich von Søndre Upernivik andeuten. Gegen Süden wächst die Höhe und die Verbreitung der Sedimente, indem sie an der Nordküste von Nugsuak bis über 700 m und im Vaigat bis über 900 m, von Trapp noch überlagert, emporsteigen; ähnliche Höhen werden auch an der südöstlichen Küste von Disko erreicht. Auf Einzelheiten dieser interessanten Bildungen kann ich hier nicht eingehen und nur auf die Darstellung[1] und die Karte[2] von K. J. V. Steenstrup verweisen, sowie auf die Übersicht über Grönlands fossile Flora von O. Heer[3]; unser Beitrag zur geologischen Kenntnis dieser Bildungen findet sich im zweiten Bande dieses Werkes.

Das Gneissland liegt östlich von der jüngeren Zone und bildet die inneren Teile der Buchten und Fjorde bis zum Inlandeisrand, ohne dass indessen eine scharfe Grenze zwischen den alten und den jüngeren Gesteinsbezirken besteht. So

[1] Meddelelser om Grønland V, S. 45 ff.
[2] Ebendaselbst IV.
[3] Ebendaselbst V, S. 79 ff. und dazu Bemerkungen von K. J. V. Steenstrup V, S. 215 ff.

ist die höchste Kuppe der Trappinsel Ubekjendt-Eiland nach K. J. V. Steenstrup Granit; ferner verlaufen an der Nordküste von Nugsuak, wo die Thäler von Kome und Sarfarfik sonst die Grenze zwischen Gneiss- und Trappgebiet bilden, niedrige Gneisshügel noch eine Strecke weit gegen Westen hin unter den Sedimenten, und andererseits greifen Trapplagen im Innern der Halbinsel auf den Höhen weit nach Osten hinein, so dass noch die Moränen des Asakak-Gletschers reichliches basaltisches Material herunterführen. Auch auf der Trappinsel Disko bestehen im Südwesten einige niedrige Teile wieder aus Gneiss, so die Landzunge und das gute Hafengebiet von Godhavn. Südlich von der Disko-Bucht tritt das Gneissgebiet bis an die Aussenküste heran, und ebenso nördlich von Søndre Upernivik in dem inselreichen Uperniviks-Land; an beiden Stellen fehlt das sedimentär-basaltische Vorland.

Der ganze Küstensaum ist bergig und steigt meistens in steilen Felswänden unmittelbar aus dem Meer empor. Die grössten Höhen von über 2000 m liegen im Hintergrund des Karrat-Fjordes und auf Upernivik Ø, an der ersteren Stelle treten sie bis in den Inlandeisrand heran. Auch Nugsuak hat noch ähnliche Höhen, doch liegen sie hier in der Mitte südlich des Sarfarfik-Gletschers, während sich sonst die Oberfläche der Halbinsel gegen Westen bis zum Meeresspiegel und gegen Osten am Inlandeisrand bis etwa 600—700 m hin senkt. Disko hat Höhen von 1600 bis 1700 m und mehr. Die anderen Gebiete sind niedriger. In Uperniviks-Land treten drei Höhen mit wenig über 1000 m schon sehr auffallend aus der niedrigen Inselmenge hervor; die inneren Teile des Umanak-Fjordes senken sich, wie die Halbinsel Nugsuak, gegen das Inlandeis bis auf 600 m, und die innere Umrandung der Disko-Bucht hat nur im Norden auf Arveprinsens-Eiland noch Höhen von 800 m. Sonst sinken hier die Berge bis auf 400 und 300 m hinab, und auch das Inselland von Egedesminde besteht aus niedrigen Felsen.

Wo die sedimentären Schichten unter dem Trapp beträchtliche Höhen erreichen, bilden sie mässig geneigte Gehänge, in welche das herabrinnende Wasser parallele Rinnen eingeschnitten hat; so ist es im Vaigat bei Atanikerdluk und Patoot, wo man auf den Abhängen Versteinerungen sammelt, und im Umanak-Fjord westlich von Kome bis in die Gegend von Niakornat. Die Wasserrinnen sind trogförmig erweitert, wenn sie in das dahinterliegende Gletscherland zurückreichen, wie bei Sarfarfik und Kaersut. Wenn sie nur in den sedimentären Abhängen verlaufen, haben sie einen dreieckigen Querschnitt und sind im Ursprung ziemlich flach; weiter abwärts treffen von den Seiten ähnliche Rinnen dazu, der Querschnitt vertieft sich stetig, ohne dass die Verbreiterung damit Schritt hält, und die letzte Strecke vor dem Fjord ist eine steil gerissene Kluft.

Der Austritt der Thäler erinnert streckenweise an die Schluchten in unserem samländischen Strand, da der sedimentäre Abhang am Meer mit einer freilich nicht sehr hohen Steilwand endigt, vor der sich ein schmaler Strand entlang zieht. So ist die Gegend westlich von Kome, wo Dr. Vanhöffen in dem unteren Teile dieser Thäler Versteinerungen sammelte; so ist in der Anlage auch die Schlucht von

Atanikerdluk (Tafel 2) und die von Asuk auf Disko, wo freilich vulkanische Bildungen noch etwas Abwechslung schaffen. Tief in das Land greifen die Schluchten nicht zurück; denn wenn man etwas weiter aufwärts auf dem Abhang parallel zur Küste entlang geht, nimmt man die meisten nur noch als flache Einsenkungen wahr. Wollte man aber westlich von Kome dicht am Meer auf der Höhe des Strandhanges entlang gehen, hätte man eine Schlucht nach der andern mühsam zu durchklettern.

Wenn man die sedimentären Abhänge hinansteigt, stösst man in nicht grosser Entfernung auf die steilen Wände der Trappdecken, welche die Sandsteine und Schiefer überlagern und durch ihren stufenförmigen Aufbau ein sehr charakteristisches Landschaftsbild geben. Am weitesten vom Meer entfernt liegen sie im Vaigat bei Atanikerdluk und Patoot, wo die Sedimente darunter auch die grössten Höhen erreichen; im ganzen nördlichen Gebiet der äusseren Zone bis einschliesslich Ubekjendt-Eiland gehen sie bis zum Meeresspiegel hinab.

Der Trapp ist in den meisten Fällen ein dichter Basalt und an einzelnen Stellen ein Tuff, welcher Lagen und Gänge bildet. Als Lage liegt er meistens horizontal, wie z. B. an beiden Seiten des Vaigat, an verschiedenen Stellen der Nordküste von Nugsuak, an der Aussenküste von Svartenhuk, an den Küsten der Halbinsel Ignerit und an anderen Stellen; geneigte Lagen kommen auf Ubekjendt-Eiland nördlich der kleinen Handelsstelle Igdlorsuit vor und auf den gegenüberliegenden Teilen der Svartenhuk-Halbinsel. Die einzelnen Lagen haben eine sehr verschiedene Dicke, welche nach Steenstrup[1] von 3 bis 30 m wechselt. Als Beispiel für eine Reihe mächtiger Lagen giebt er das Blaafjeld und das Lyngmarksfjeld bei Godhavn; als Beispiel für eine grosse Folge dünner Lagen sahen auch wir die Felswand von Ubekjendt-Eiland, welche die Bucht von Igdlorsuit im Norden begrenzt (Tafel 1).

Der treppenförmige Aufbau entsteht dadurch, dass die einzelnen Lagen durch dünne rote Schichten von einander getrennt sind, welche Absätze bilden, auf denen sich die von der Steilwand der höheren Lage abbrechenden Blöcke zu einem Schutthange sammeln. Derselbe reicht bisweilen fast bis zur Höhe der nächsten Stufe hinauf, so dass man diese nur noch als schwarze Kante zwischen zwei sanfteren und deshalb mit Schnee verkleideten Abhängen sieht. Die höheren Lagen haben immer eine etwas geringere Ausdehnung als die tieferen, und da diese Einschränkung in gleicher Weise von den Fjorden, wie von den ihnen zustrebenden Thälern erfolgt, sind die obersten z. B. an der Südseite des Vaigat nur noch in Fetzen erhalten, welche die stufenförmig aufsteigenden Berge krönen; doch erkennt man den früheren Zusammenhang noch an der gleichmässigen Höhe.

Oft ist die Reihenfolge der Lagen nicht tief durchschnitten, sondern nur am oberen Rande geschartet. Wenn dann die Stufen der Schartenwände durch Schutt abgedacht werden, entstehen Trichterbildungen, in denen Wasserfäden sich

[1] Meddelelser om Grønland IV, S. 185



E. Vanhöffen phot.

Trappwand bei Igdlorsuit auf Ubekjendt-Eiland.

21. April 1893.



Jungvulkanische Gänge in den Sedimentärgesteinen an der Schlucht von Atanikerdluk.

9. März 1893.

radiär zu gemeinsamem Abfluss oder Abfall sammeln. Dieselben sind, wenn sie hoch liegen, ausgezeichnete Firnmulden, die dem Gneissland fast vollkommen fehlen; reichen sie tiefer hinab, wie z. B. im Umanak-Fjord zwischen Ujarartorsuak und Niakornat, wird die Schneefüllung im Sommer aufgelöst, aber bei der nördlichen Lage nicht völlig zerstört. Dann sieht man Schneefäden radiär gegen den engen Trichterausfluss hin konvergieren und bei nördlicher Exposition bis weit unter die Schneegrenze (800 m) und gelegentlich bis zum Meeresspiegel hinabreichen.

Das ganze Aussehen einer Trappsteilküste hat etwas so regelmässiges und typisches, dass fast der Eindruck eines künstlichen Gebildes aufkommen kann. Diesen Eindruck gewähren in gleicher Weise die hoch über den sedimentären Schichten liegenden Trapplagen zu beiden Seiten des Vaigat, wie die tief bis zum Meeresspiegel hinabsteigenden Stufen der Halbinsel Ignerit.

Doch wilde, groteske Bildungen fehlen nicht ganz. So ist an der steilen Ostküste von Ubekjendt-Eiland die Schartung der Lagen so weit vorgeschritten, dass die Zwischenwände durchbrochen und die Trichter miteinander verbunden sind. Die Auflösung dieser Küste wird noch durch den Reichtum an Gängen verstärkt, welche auch sonst in sehr verschiedenem Streichen und Fallen auftreten, sich verzweigen und verästeln, und ganz dünne, wie auch viele Meter mächtige Spaltausfüllungen bilden. Diese Gänge sind widerstandsfähiger, als die leicht zerstörbaren Sandsteine und Schiefer, und treten aus diesen durch die Denudation als Mauern heraus, wie das Bild der Schlucht von Atanikerdluk (Tafel 2) zeigt. An der Ostküste von Ubekjendt-Eiland aber treten sie als Kulissen auch aus den Trapplagen selber hervor, und so entsteht durch sie im Bunde mit der weit vorgeschrittenen Schartung das wilde Bild einer Steilküste, die durch ein verschlungenes System von Schuttrissen in scharfe Wände und spitze Obelisken aufgelöst wird. Kurz erwähnt sei auch jener den Grönländern wohl bekannte, einsame spitze Felsen, der sich, wie ein Turm, vor der Aussenküste von Svartenhuk bei Kap Cranstown direkt aus dem Meer erhebt.

Die Oberfläche einer Trapplandschaft haben wir auf der Halbinsel Svartenhuk bereist, nachdem wir am 28. April 1893 bei Kap Svartenhuk, einer mit imposanter Steilheit jäh in das Meer abstürzenden Basaltwand, auf offenes Wasser gestossen waren und diese Stelle vom Maligiak zum Migdlorfik-Fjord über Land umfahren mussten. Wir fanden oben weite Verebnungen, in welche breite Thäler nur wenig eingetieft waren; die Wasserscheide zwischen den Fjorden hatte die Höhe von 83 m und wurde von den Seitenwänden nur wenig überragt. Alles war von einer tiefen Schneehülle verkleidet, welche die Wände meist zu den Thalböden abdachte und nur an einer Stelle sehen liess, wo der Schnee in grossen Blöcken heruntergebrochen war; man hatte ein sehr einförmiges, gänzlich kontrastloses Bild.

Im Sommer sah ich die Oberfläche des Trapplandes nahe der Handelsstelle Nugsuak an der Spitze der gleichnamigen Halbinsel. Auch dort wechseln weite Verebnungen mit unbedeutenden Thalsenken ab, und die im Osten bis 2000 m und

darüber aufragende Halbinsel verläuft mit sanft geneigten Flächen allmählich im Meer. Die flachen Thäler, welche der Neigung der Lagen folgen und hier nicht tief durchsetzen, wie an den Steilküsten, waren an der Küste in ihrer breiten Verebnung versumpft. Es war im Maligiak-Fjord im Winter sogar schwer die Linie anzugeben, wo das Land begann, weil in dem allmählichen Übergange das Thaleis mit dem Fjordeis verschmolz; auch lag in dem Fjord davor noch eine flache Insel, wie man an der Wölbung der Eisdecke erkannte.

Während im Trappland die stufenförmig aufgebauten Steilküsten gegen die weiten Verebnungen und sanften Abdachungen der Oberflächen stark kontrastieren, wechseln im Gneissland einheitlich schroffe Abfälle an den Wänden der Thäler und Fjorde mit gerundet welligen Formen auf den Oberflächen und den niederen Inseln. Schon aus der Ferne kann man Trapp- und Gneissland wohl unterscheiden und z. B. südlich von Proven ihre beiderseitige Verbreitung an den Formen verfolgen.

Von den petrographischen Verhältnissen des Gneisslandes kann ich an dieser Stelle nur zwei Punkte hervorheben: nämlich die Einlagerung anderer krystallinischer Schiefer und besonders eines dunkeln Hornblendegesteins, sowie die Durchsetzung des Gneiss mit dunklen Gängen.

Das Aussehen der Hornblendebänder giebt das Bild der Umanak-Klippe (Tafel 3), welche das bekannteste Beispiel dieser Erscheinung ist. Man erkennt, wie dünne Lagen sich immer mehr zu breiten Bändern verdichten, welche sich um die Klippe herumschwingen, und man sieht auch, wie die Lagerung der Schichten durch vollkommen S-förmige Biegungen sehr kompliziert wird. Ähnliche Bildungen sah ich auf Agpat Ø und Alangorsuak; K. J. V. Steenstrup[1] macht noch andere namhaft, so auf einer Insel bei Kome, bei Ivnarsuak im Itivdliarsuk-Fjord und im Osten von Stor Ø; er deutet darauf hin, dass die bekannte Glimmerschiefer- und Specksteinlage von Uvkusigsat im Kleinen Karajak-Fjord vielleicht mit den Bändern von Alangorsuak im Zusammenhang steht.

Einlagerungen auch von anderen krystallinischen Schiefern sind nicht selten und überwiegen stellenweise den Gneiss, wie bei Umiamako im Kangerdluk-Fjord, wo die Felsen dadurch ein besonders malerisches Aussehen erhalten. Besonders häufig werden Specksteinlagen gefunden, wie der oft wiederkehrende Name Uvkusigsat besagt; die Grönländer kennen diese Stellen, weil sie aus Speckstein ihre Lampen schnitzen. Schon von Giesecke wurden auch Dolomitlagen erwähnt, z. B. in der Gegend des Sarfarfik-Gletschers, und K. J. V. Steenstrup nennt noch verschiedene andere. Auch Marmor ist häufig, wie z. B. der Kalkreichtum des Schlickes in dem Bach am westlichen Itivdliarsuk-Eisstrom und die Zusammensetzung von dessen Moräne bezeugt; desgleichen wurde auf dem Karajak-Nunatak Marmor gefunden. Von verschiedenen Stellen ist endlich das Vorkommen von Graphit bekannt; Blöcke mit kleinen Einlagerungen davon fand Dr. Vanhöffen an unserem Zeltplatz bei Umiamako.

---

[1] Meddelelser om Grønland IV, S. 182.

E. v. Drygalski phot.

Hornblendebänder, Felssee und Schuttstrom an der Umanak-Klippe.

19. August 1893.





E. v. Drygalski phot.

Dunkler Gang in der Gneisswand an der Nordseite des Grossen Karajak-Fjords.

15. Juli 1892.



Schichtenstauchungen in einer Gneisswand auf dem Karajak-Nunatak.

27. Juli 1893.

Besonders charakteristisch sind für das Gneissgebiet zweitens die vertikalen Gänge dunklen Gesteins, von denen wir zwei in unmittelbarer Nähe unseres Stationsortes hatten. Der eine trat etwas nördlich von der Landzunge Niakornak an der Steilwand des Rabenfels 4 bis 5 m dick aus, fand sich an der anderen Seite des Kleinen Karajak-Fjords wieder und ist wohl mit dem identisch, welchen man an der Westseite der Steilwand zwischen Akuliarusek und Alangorsuak sieht. Dr. Vanhöffen hat von diesem Gange Proben im Querprofil gesammelt; er fand seine Oberfläche sehr zersprungen und von dem Nebengestein abgehoben, auch war an einzelnen Stellen eine dünne Zwischenlage vorhanden. Der andere Gang war an dem Südende des Karajak-Nunataks sichtbar und wurde dann durch die Nordwand des Grossen Karajak-Fjordes streckenweise in seinem Streichen blosgelegt (Tafel 4).

Die Gneissschichten sind überaus mannigfaltig und wirr gefaltet, gestaut, gezerrt und verworfen, wovon eine Wand des Karajak-Nunataks (Tafel 5) ein Beispiel geben kann; die Störungen sind an anderen Stellen noch heftiger, so dass es z. B. zwischen Alangorsuak und Akuliarusek, und auch bei Akuliarusersuak zu vollkommenen Linsen- und Nierenbildungen kommt, wie man es ähnlich bei der Eisschichtung sieht.

K. J. V. Steenstrup hat den Verlauf der Schichten an den Fjord- und Thalwänden vielfach bestimmt und auf der Karte eingetragen; indem er daraus das absolute Streichen und Fallen herleitete, kam er für die inneren Teile des Umanak-Fjordes zu dem Ergebnis eines vorwiegend südöstlichen Fallens. Für andere Gebiete, z. B. Upernivik Ø giebt er kein Resultat an, obgleich er in derselben Weise auch dort beobachtet hat; in der That liegen die Verhältnisse durchweg so kompliziert, dass es schwer ist, über die Lagerung des Gneiss zu bestimmten Ergebnissen zu gelangen.

Entstehung der Formen des Gneisslandes.

Die Arbeit der Verwitterung. — Dass das Streichen und Fallen auf die Gestaltung der heutigen Oberflächenverhältnisse einen Einfluss gehabt hat, erscheint mir nicht nachweisbar, weil das Austreten der Schichten gegen die Oberflächen sehr verschieden ist. Aber auch die Frage, ob es indirekt von Einfluss gewesen ist, indem es die Verwitterungsformen der Gneissflächen bedingte, möchte ich verneinen, weil auch diese ohne Rücksicht auf die Schichten entstehen. Dass Kluft- und Schichtflächen bisweilen zusammenfallen, ist richtig; ebenso oft aber sieht man die Schichten von den Klüften einfach durchsetzt.

In dem grönländischen Gneissgebiet muss ich vier Verwitterungsformen unterscheiden, welche für die Gestaltung der Oberflächen bestimmend waren: nämlich die Zerteilung des anstehenden Fels in grosse quaderförmige Blöcke durch drei sich schneidende Kluftsysteme, das Abplatzen tafelförmiger Platten, die Abschälung der obersten, wenige Millimeter dicken, polierten Haut und das Zerfallen der anstehenden Felsen zu Grus. Bei diesen vier Formen bleibt das zerteilte Gestein dort, wo es

anstehend war; eine fünfte Art wäre an Abhängen und Thalwänden das Abbrechen unregelmässiger, scharfkantiger Blöcke, die hinunterfallen und sich zu Schutthalden oder Moränenzügen ansammeln, doch fällt diese Form ihrer Entstehung nach mit der ersten zusammen.

1. Die quaderförmige Zerteilung der anstehenden Gneissfelsen ist ganz allgemein und beruht auf der stets beobachteten Eigentümlichkeit des Gneiss polygonal zu zerklüften. Man findet sie auf flach oder gar nicht geneigten Oberflächen ebenso wie an den Abhängen. Auf ersteren sind die Klüfte häufig so eng, dass man den Fuss noch darüber hinwegsetzen kann, und doch sieht man bei dieser Enge in mehrere Meter tiefe Spalten hinab; sie werden dann breiter und breiter und bedingen hauptsächlich den Charakter einer Gneissoberfläche. An Abhängen findet man die Klüfte oft durch das Absinken des nächst höheren Quaders wieder geschlossen. Dann baut sich der Abhang aus lose aufeinander getürmten riesigen Klötzen auf, aber doch so, dass man erkennt, die einzelnen Stücke mögen ein wenig gesunken und gegeneinander verrückt sein, liegen aber im grossen und ganzen noch da, wo sie anstehend waren.

Nur um einige Beispiele für so zerteilte Abhänge zu nennen, erwähne ich die Gegend von Karajakeck (Karte 2) und den Abhang des Karajak-Nunataks von unserem Stationshaus zum Fjord. Hier hatte ich in einem solchen Quaderbau den Flutmesser geschützt und sicher aufstellen können. Auf der Höhe des Karajak-Nunataks zwischen dem kleinen Buchtsee und Tasiusak war eine Wand, an welcher die horizontalen Begrenzungsflächen der Quader annähernd den Schichtflächen folgten.

Die Abmessungen der Quader sind sehr verschieden; ich habe sie in allen drei Dimensionen bis 5 m Ausdehnung und darüber gesehen, und auch ein riesiger Felsblock am Fusse der Umanak-Klippe, der heute freilich nicht mehr auf primärer Lagerstätte liegt, dürfte durch derartige Zerklüftung des Gneiss entstanden sein. Gemessen habe ich ihn nicht, doch war er gewiss 20 m hoch.

Dass durch fortschreitende Umwitterung der einzelnen Quader gerundete Blockmeere entstehen können, ist aus unseren heimischen Gneissgebieten bekannt; aus Grönland wüsste ich aber mit Sicherheit keine Gegend zu nennen, wo ein solches auf ursprünglicher Lagerstätte liegt. Die schon erwähnten Schutthalden am Fusse der Abhänge haben sehr eckiges Material; die einzelnen Blöcke, welche sich auf allen Gneissoberflächen verteilt finden, erweisen sich durch ihr zerstreutes Vorkommen, wie durch ihre abgestumpft eckige Gestalt und ihre Flächenausbildung als erratisch. Unzweifelhaftes Moränenmaterial liegt an dem Ostabhang des Karajak-Nunataks und setzt sich bis unter den Grossen Karajak fort, und gleichfalls erratischen Charakters ist wohl das Blockmeer, welches die Sohle des alten Fjordthals zwischen dem Sermitdlet- und dem Sermilik-Fjord verhüllt. Ein Blockmeer mit rundem Material auf primärer Lagerstätte kenne ich nicht.

Die grösste Zerkleinerung anstehenden Gesteins, die ich gesehen, war auf der Schneekuppe (1623 m) zu finden, einer von ausgedehnten Schneefeldern umgebenen, doch oben im Sommer schneefreien, runden Kuppe zwischen den

Thälern von Kome und Sarfarfik. Dort war der anstehende Gneiss in ein Meer von kaum faustgrossen Stücken zertrümmert, doch auch diese waren eckig und scharf. Es scheint, dass zur Entstehung von Blockmeeren mit rundem Material ein milderes und feuchteres Klima nötig ist, als es Grönland besitzt. Der dort herrschende trockene Frost und scharfe Temperaturwechsel schafft eckige Blockhalden und scharfkantige Steinmeere.

2. Von den grossen würfelförmigen Quadern zu dickeren Platten ist eine Reihe von Übergängen vorhanden, und es ist wohl kaum angezeigt, für die Entstehung jener fast einen halben Meter dicken Platten im Hintergrunde des ersten Sees auf dem Wege von Jakobshavn nach Natdluarsuk und ähnlichen Gebilden am Sermitdlet eine andere Ursache anzunehmen als die Zerklüftung des Gneiss. Wohl aber thue ich dieses für die dünneren Schalen, die in einer Stärke von 2 bis etwa 20 cm und stellenweise auch noch mehr sehr häufig auf den gerundeten Gneissflächen liegen. Ich wiederhole meine schon früher hierüber entwickelte Anschauung in erweiterter Form.

Die Intensität der Sonnenstrahlen im Sommer, welche schwarze Flächen auf 40 bis 50° C. erhitzt, während die Temperatur der Luft sich auf 8 bis 10° C. hält, muss in den Gesteinsoberflächen grosse Temperaturunterschiede erzeugen. So lange die Sonnenstrahlen wirken, werden die Felsflächen stark erwärmt; sobald die Sonne hinter die Felsen tritt, kühlen sie sich wieder ab. Temperaturunterschiede von 30 bis 40° C. sind leicht erreicht und wechseln in denselben Felsflächen schnell.

Würden die Sonnenstrahlen ständig wirken, so würde sich die hohe Temperatur der obersten Gesteinslagen auch zu den tieferen fortpflanzen; aber die Sonne tritt bald hinter die Berge oder wird durch Wolken verhüllt, und eine anhaltende Wärmewirkung auf die Felsen findet nicht statt. Gerade der häufige Wechsel ist für Grönland charakteristisch. Dieses ist der Grund, dass die grossen Temperaturgegensätze auf die obersten Lagen beschränkt bleiben. Der tägliche Gang der Temperatur ist bei uns im Erdboden bis über $^1/_2$ m fühlbar; der durch die Gestaltung des Landes wie durch den rapiden Wechsel klimatischer Faktoren bedingte, erheblich schnellere Wechsel der Temperatur in den Felsflächen Grönlands wird weniger tief in den Erdboden eindringen können.

Auch für den Winter trifft ähnliches zu; denn es kommt nicht selten vor, dass die Temperatur in einem plötzlich hereinbrechenden warmen Winde schnell von — 20 bis — 30° C. bis auf + 10° C. steigt, um dann nach dem Aufhören des Windes allmählich wieder zu sinken. So schnell wie im Sommer wird allerdings der Temperaturwechsel nicht sein, weil die warmen Winde meist einige Tage anhalten; aber ein starker Wechsel findet auch hier statt. In Temperaturverhältnissen am Erdboden ist Grönland, wie in so vielen anderen Stücken, ein Land der Extreme.

Und diese Temperaturschwankungen werden nicht bis zur Tiefe unseres täglichen Temperaturganges in den Erdboden eindringen, weil sie wenigstens im Sommer in kürzeren Zeiten als in der Tagesperiode erfolgen, und werden auf eine dünne

Gesteinsschicht der Oberfläche beschränkt bleiben. So haben wir im Sommer eine in raschem Temperaturwechsel begriffene und sich häufig intensiv erhitzende Schale und darunter einen gleichmässiger temperierten, auch bei starker Erhitzung der Schale kühleren Kern. Das bedingt eine Spannung; die heisse Schale dehnt sich aus und platzt ab.

Dass scharfe Temperaturgegensätze die Felsen zertrümmern können, ist genügend bekannt. Charakteristisch für die Zertrümmerung in Grönland ist das Abplatzen von Schalen, und dafür sehe ich in dem raschen und intensiven Temperaturwechsel einen hinreichenden Grund. Weil dieser in kürzeren Zeiträumen als der Tagesperiode erfolgt, wird er auch nicht bis zur Tiefe der täglichen Schwankung in den Erdboden eindringen, und die Schalen werden keine erhebliche Dicke erreichen. Ähnliche Bildungen, unter gleich scharfen Temperaturgegensätzen, sind aus den Tropen bekannt und werden von J. Walther und S. Passarge in der gleichen Weise erklärt. Es war mir aber besonders interessant, in der schwedischen Küstenlandschaft nördlich von Göteborg, welche nach Form und Beschaffenheit der Gneissfelsen dem grönländischen Küstensaum sonst vollkommen gleicht, die Schalenbildung nicht zu finden; hier fehlen die scharfen Temperaturgegensätze der Tropen und der arktischen Länder.

Ein Beispiel abgeplatzter Schalen giebt Tafel 6. Die Schalen pflegen sonst lose auf den Felsflächen zu liegen; hier sind sie zusammengeschoben und bilden eine Höhle, in welche man auf dem Bilde hineinsieht. Die Höhe der Aufwölbung beträgt 0,51 m, der rechte Flügel war 2,90 m, der linke 2,40 m breit. Die Länge der Aufwölbung in gleicher Höhe betrug 2,85 m; von da an senkten sich ebenfalls abgeplatzte Felsschalen zur festen Felsoberfläche in einer Länge von 1,45 m nieder und bildeten eine Dachplatte, welche die Öffnung der Höhle hinten verschloss. Kleinere Dachplatten lagen der grossen zur Seite, indem sie übereinander und über die Ränder der Hauptwölbung übergriffen. Die Dicke der Schalen betrug 5 bis 11 cm, die Platten waren ohne Rücksicht auf die Schichtung des Gneiss abgesprungen; denn man sah gekrümmte schwarze, weisse und rote Lagen an der Oberfläche, wie an der Unterfläche derselben austreten.

Wollte man nicht allein das Abplatzen der Schalen, sondern auch ihre Aufwölbung durch Temperaturgegensätze erklären, so würde man zu unmöglichen Annahmen kommen. Denn wenn man aus den oben angeführten Abmessungen die Ausdehnung berechnet, welche für die Platte nötig gewesen wäre, um aus der horizontalen in die aufgewölbte Lage zu kommen, erhält man das Ergebnis, dass dazu eine lineare Ausdehnung um 0,019 erforderlich ist; da der Ausdehnungskoeffizient der Gesteine sehr klein ist, würde dazu ein Temperaturunterschied zwischen Schale und Kern von etwa 200° C. notwendig sein. Ein so grosser Temperaturunterschied steht nicht zu Gebote, und wir dürfen deshalb nicht das oben aufgebrochene Gewölbe in seiner heutigen Stellung durch Erhitzung und Ausdehnung der obersten Felslagen erklären; zur Wölbung müssen noch andere Faktoren mitgewirkt haben. Die Ursache des Abplatzens aber berührt das nicht, und nur als



Schalenförmige Verwitterung der Gneissfelsen.

17. Juli 1893.

Beispiel für das Aussehen und die Stärke der Schalen soll das Bild dienen; Abplatzen und Aufwölbung entsteht aus verschiedenen Gründen.

3. Als dritte Art der Verwitterungsformen des Gneiss nannte ich die Abschälung einer obersten, wie poliert aussehenden Haut von den Gneissfelsen. Es ist das eine Erscheinung, auf die ich bei der Besprechung der Eiswirkungen auf den Untergrund zurückkommen muss. Hier nur die Thatsache, dass man häufig dort, wo die Felsflächen ein glatt geschliffenes und poliertes Aussehen haben, unschwer mit dem Messer unter die oberste, wenige Millimeter dünne Haut greifen und diese abheben kann. Diese Lage ist so dünn, dass sie an einzelnen Stellen durchlöchert ist; ich habe Lagen von Handgrösse und darüber abgehoben, leider zerbrechen sie leicht. Diese Art der Ablösung sah ich nur, wo die Felsflächen ein poliertes Aussehen haben, und die gesammelten Plättchen tragen alle an der Oberfläche die Politur. Die Unterfläche ist der Oberfläche parallel, aber rauh, und die Felsflächen, wo die polierte Haut schon abgelöst ist, unterscheiden sich von denen, wo es noch nicht geschah, nur durch den Mangel an Politur, sonst besteht dieselbe gerundete Form. Diese feinen Plättchen sind von den kräftigeren Schalen, von denen ich vorher sprach, durch ihre geringere Stärke und Grösse unterschieden; doch wäre es möglich, dass auch ihre Bildung durch Wärmewirkungen zu erklären ist.

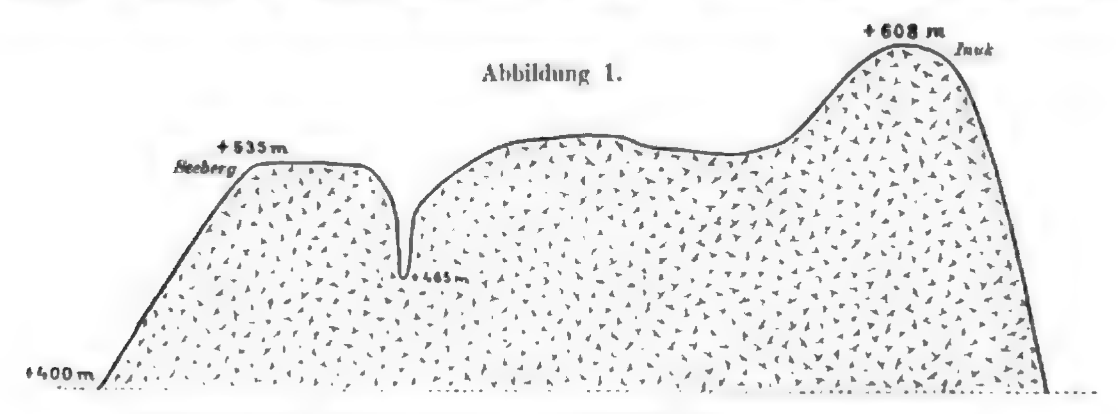
4. Als vierte Verwitterungsform des Gneiss nannte ich die Zersetzung der anstehenden Felsen zu Grus, wie sie auf dem niedrig verlaufenden Ostende von Stor Ø bei Akia gegenüber der Insel Akugdlek sehr entwickelt ist. Das ganze Gestein war dort so zerfallen, dass wir in der Nähe unseres Zeltplatzes kein Wasser auffinden konnten, was in den seenreichen Gneissgebieten eine Seltenheit ist. Das Gestein war zu zerwittert, um in seinen Vertiefungen Wasser halten zu können. Schon Giesecke[1] erwähnt diese Gegend und zwar als guten Sammelplatz für Granaten, Graphit- und Schwefelkiesstücke; Rink[2] kennt sie auch und führt die starke Zersetzung des dortigen Gneiss auf den Gehalt an Schwefelkies zurück. Den Beginn einer ähnlichen Zersetzung habe ich auch auf der Umanak-Insel gesehen, wo in der Nähe der Kolonie in eine Felswand Löcher gefressen waren, in denen Gneissgrus als Zersetzungsprodukt lag. Die Felsen waren aber noch weit von dem Stadium des Zerfalls der Felsen auf Stor Ø entfernt.

Thal- und Fjordbildung. — Das Gneissland als ganzes zeigt eine ebenso starke Auflösung wie die einzelnen Felsen und ist die eigentliche Heimat der Buchten, Häfen und Fjorde, während die Trappküsten einen einförmigeren Verlauf haben. Dabei dürfte ein Einfluss der Lagerung auf diese Gliederung im grossen ebenso wenig zu erweisen sein, wie bei den Verwitterungsformen; doch es ist unverkennbar, dass diese letzteren in wesentlichem Maasse die Thal- und Bergformen des Gneisslandes bestimmen.

[1] Giesecke's Mineralogiske Reise i Grønland ved F. Johnstrup, Kjøbenhavn 1878, S. 234f.
[2] H. Rink: Nord-Grønland I, S. 183; II, S. 155f.

An den schroffen Wänden erscheinen die Thäler häufig als enge, steile Klammen, die sich nach oben und nach unten zu Trichtern erweitern; so ist es besonders typisch und häufig an der östlichen Wand des Sermiarsut-Gletschers (Tafel 7). Die Höhen dieser Wand tragen Hochlandeis, welches in den Thalrissen zur Tiefe dringt; man sieht es in der oberen, wie in der unteren Erweiterung, aber in der Verengung, welche die beiden Trichter verbindet, häufig nicht, weil es dort mit reichlichem Schutt bedeckt ist, der von den Steilwänden abbricht und sich auch an ihrem Fusse zu mächtigen Halden sammelt.

In den Erweiterungen oben und unten liegt bei diesen Doppeltrichterthälern nur ein geringer Fortschritt der Thalbildung, wenn man sie mit den erweiterten Klüften vergleicht, welche wie angefaulte Gesteinsstreifen z. B. an der steilen Westwand des Karajak-Nunataks abwärts verlaufen. Dieselben sind wenig



Schnitt Seeberg-Inuk quer durch das Kluftthal auf dem Karajak-Nunatak.
Vierfache Überhöhung. Länge 1 : 20000.

eingetieft und zeichnen sich meist nur durch reichere Vegetation vor den nackten Felshängen zu beiden Seiten aus. Wo besondere Kräfte wirken, welche, wie in der Wasserlinie Gezeiten und Kalbungsfluten, die Zerstörung des Gesteins beschleunigen, ist die Eintiefung stärker. So fand ich an der Westwand des Karajak-Nunataks in der Wasserlinie eine Grotte, die ich bis über doppelte Kajaklänge, also mindestens 6 m in den Felsen hinein verfolgen konnte, und dem weiteren Vordringen war nur durch eine dort auftretende Verengung ein Ziel gesetzt. Über der Grotte verlief an dem Hange ein nur wenig eingetiefter, humusreicherer Streifen innerhalb des gesunden, kahlen Gesteins.

Auf dem Karajak-Nunatak passiert man zwischen den als Seeberg und als Inuk bezeichneten Höhen ein etwa 10 m breites und 40 m tiefes Kluftthal, welches ganz steilwandig und unvermittelt in die Hochfläche eingeschnitten ist (Abbildung 1); man sieht es erst, wenn man unmittelbar über seiner Wand steht. Es ist nicht lang, weil Seeberg und Inuk sich nach Westen bald zu einer seenreichen Mulde, deren Spiegel in der Höhe des Kluftthalbodens liegt, und nach Osten zum Inlandeisrand senken, so dass die Wände des Thals seinen Boden dort nur um Mannshöhe überragen; man tritt deshalb von Osten, wie von Westen, in

Thalform von der Ostwand des Sermiarsut-Gletschers.

der Längsrichtung zunächst in eine flache Kluft, und erst in der Mitte zwischen den beiden Massivhöhen sieht man ein tiefes, steilwandiges Thal. In diesem Gebilde haben wir ein Beispiel für Thalbildung durch Zerklüftung: denn an eine Entstehung durch Erosion ist nicht zu denken, weil die beiden Enden in der Längsrichtung keinen Abschluss besitzen und das ganze Aussehen des Thals das einer etwas verbreiterten Kluft ist.

Die Kombination eines solchen Oberflächenkluftthals mit einem angewitterten Gesteinsstreifen, wie ich sie von der Westwand des Karajak-Nunataks beschrieb, führt zu den ausgebildeten Thaltrögen des Gneisslandes hinüber. Noch als Übergangsgebilde erscheint ein steiles Thal auf Nugsuak zwischen Elven und Itivdlek, ungefähr halbwegs zwischen Inlandeiskuppe und Renshorn; ich habe es von unten gesehen und hatte den Eindruck einer in die Steilwand gerissenen und oben nach rückwärts verlängerten Kluft. Die Schuttmenge darin war gross, und oben vom Plateau trat das Hochlandeis hinein, ohne weit nach unten zu kommen. Der Querschnitt war ganz steilwandig, der Längsschnitt der Sohle oben flach und dann gegen das Meer hin steil geneigt; die etwa 800 m betragende Plateauhöhe wird von der Thalsohle in kurzem Abstand erreicht.

Von einem solchen Beginn der Rückverlängerung einer in die Steilwand gerissenen Kluft oben in das Plateau hinein bis zu den langgestreckten Thaltrögen der Nugsuak-Halbinsel ist nur ein weiterer Schritt, und die fertigen Thäler machen ebenso den Eindruck von Klüften, wie die werdenden, welche man unmittelbar an Kluftbildung anschliessen sieht (vergleiche die Abbildungen 1, 3, 5, 8). Die Halbinsel Nugsuak ist an solchen Thaltrögen reich; im westlichen Teil bis Ekaluit sind sie von Gletschern erfüllt, von Ekaluit einschliesslich östlich nicht mehr. Die Thäler von Kome und Asakak greifen im Hintergrund in das Trappland hinein; andere, wie das Thal von Sermiarsut, liegen ganz im Gneiss.

Das letztgenannte kann als Typus dienen; es hat zu beiden Seiten steile, unzugängliche Wände und im Hintergrunde einen steilen Schluss. Abbildung 2 und 3 geben Quer- und Längsschnitt dieses Thals; als bekannte Bodenfläche habe ich die Oberfläche des Gletschers eingetragen und die unbekannte Thalsohle nach dem Charakter der Gletscheroberfläche zu ergänzen versucht. Der Querschnitt bleibt auf der ganzen Gletscherlänge ungefähr gleich; denn von der Mündung bis zum Ursprung haben wir dieselbe Breite und dieselbe trogförmige Gestalt. Der Boden der Nährgletscher ist auch vom Eise verhüllt; aber aus ihrer grossen Steilheit kann man schliessen, dass das Thal im Hintergrund einen sehr unvermittelten Aufstieg zur Plateauhöhe hat, wie das Bild, welches ich bei Besprechung der Küstengletscher mitteile, zeigt. Das Sermiarsut-Thal ist also ein breiter und tiefer, an den beiden Längsseiten, wie an der hinteren Querseite steilwandig abgeschlossener Trog.

Etwas anders ist der Hintergrund der Thäler von Asakak und Kome gestaltet, die bis in das Trappland hineingreifen. So lange sie im Gneiss liegen, haben beide genau die Form des Sermiarsut-Thals; aber der Hintergrund geht mit

sanfteren Neigungen und mehrfach durch Grate unterbrochen zur Plateauhöhe hinauf. Die Grate zerteilen den Thalschluss in Scharten, und wenn man die

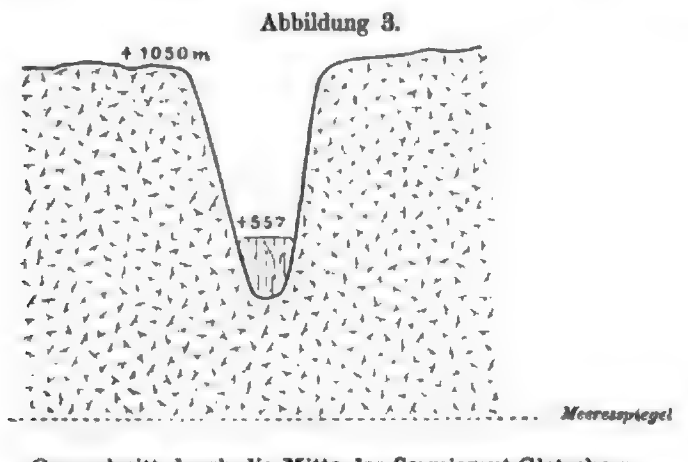
Abbildung 2.



Längsschnitt durch den Sermiarsut-Gletscher.
Vierfache Überhöhung. Länge 1 : 100 000.

Neigungsverhältnisse ihres Bodens wegen der Eisfüllung auch nicht sehen kann, so erkennt man doch aus dem sanfteren Gefälle der Eisoberflächen, dass der Thalschluss in den Trappscharten nicht mit derselben Steilheit und mehr gegliedert, als

Abbildung 3.



Querschnitt durch die Mitte des Sermiarsut-Gletschers.
Vierfache Überhöhung. Länge 1 : 100 000.

im Gneissland, verläuft. Ein solcher Thalschluss hat mehr den Charakter eines Gletscher-Sammelgebiets, als der unvermittelt steile Schluss bei dem Sermiarsut. Auch der Thalschluss des Asakak-Gletschers ist bei Besprechung der Küstengletscher abgebildet.

Die auf der dänischen Karte mit Ekaluit, Elven, Itivdlek und Iterpiluak bezeichneten Thäler des östlichen Teils der Halbinsel Nugsuak haben keine Gletscher und bieten deshalb die besten Gelegenheiten, mit dem Hundeschlitten in die Halbinsel

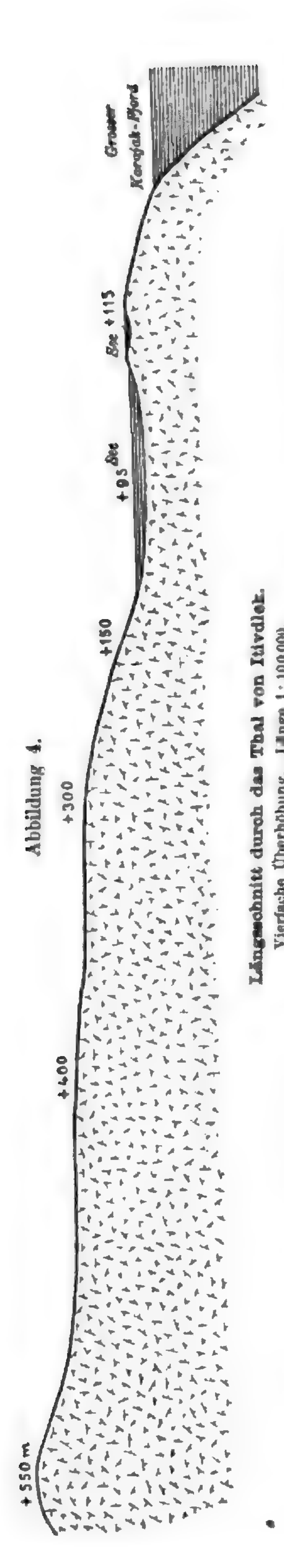


Abbildung 4.

Längsschnitt durch das Thal von Itivdlek.
Vierfache Überhöhung. Länge 1 : 100 000.

einzudringen. Wir thaten das in Elven und Itivdlek; ersterer ist der gewöhnliche Weg zur Disko-Bucht, letzterer führte uns zum Inlandeisrand.

Wo diese Thäler in die Halbinsel eingetieft sind, haben auch sie die Form von steil geschnittenen Trögen; sie unterscheiden sich jedoch von den weiter westlich gelegenen dadurch, dass ihre Wände und ihr Hintergrund nicht mehr so bedeutende Höhen besitzen, wie beispielsweise die des Sermiarsut und Asakak. So kommt man in ihnen allmählich zu den inneren Hochflächen der Halbinsel hinauf und braucht am Thalschluss nicht noch eine scharfe Stufe von 300 bis 400 m Höhe zu überwinden, wie beim Sermiarsut.

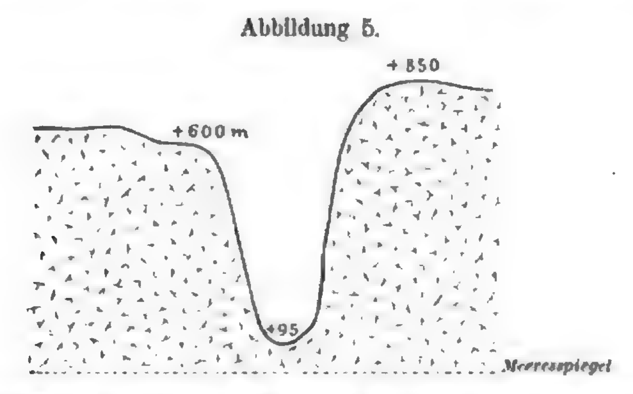
Hierdurch kommt es, dass die welligen Formen der Gneissoberfläche im Innern des östlichen Teils von Nugsuak wie ein verästeltes Quellgebiet der eisfreien Thäler erscheinen, welches nur von einzelnen Felsen, wie Majorkarsuatsiak (1000 m), in imponierender Steilheit überragt wird, während die Oberflächen des westlichen Teils von den Thälern an allen Seiten durch hohe Stufen getrennt sind. Durch diesen Unterschied wird der Eindruck einer stärkeren Entwickelung der Thäler im Osten erweckt, der aber im Grunde nur durch die Höhenverhältnisse des Landes und nicht durch einen verschiedenen Grad in der Ausarbeitung der Formen bedingt ist (Abbildung 4 und 5).

Elven empfängt in 199 m einen Nebenfluss von links, der das letzte Ende vor der Vereinigung in einer niedrigen Stufe überwindet, und in 301 m Höhe beginnt die Verästelung des Quellgebiets, welches die etwa 500 m hohe Fläche rings um den 1000 m hohen Majorkarsuatsiak-Felsen umfasst. Auf dieser Hochfläche verlor ich bei der tiefen Schneehülle die Spuren des Thals; man sah zahlreiche flachwellige Bergformen, konnte aber das Verhältnis der Senken, welche sie trennen, zu dem Hauptthal nicht erkennen. Die Majorkarsuatsiak-Klippe und ihre niedrigere östliche Fortsetzung scheidet das Quellgebiet des Elven von dem nach Süden zum Vaigat gerichteten Abflussgebiet der Nugsuak-Halbinsel.

In Itivdlek geht es von der Mündung durch eine mit Blöcken erfüllte Rinne eine 115 m hohe Stufe hinan,

welche in 100 m Höhe einen kleinen See trägt, und von dieser wieder zu einem 95 m hoch gelegenen See hinab, der ehemals seinen Ausfluss nicht über die Stufe nach Itivdlek, sondern auf kürzerem Weg direkt zum Grossen Karajak-Fjord gehabt hat (Abbildung 4). Von diesem grossen See beginnt der Aufstieg des Thals. Bei 136 m war eine erste, kurze Verflachung über dem See, bei 250 m die zweite, bei 341 m die dritte; von da ging es in das Quellgebiet zu der 550 m hoch gelegenen Wasserscheide erst allmählich und dann steiler hinauf. Wir haben diese im Hauptthal und in einem rechten Nebenthal überschritten; beide Übergänge führten nach Osten zum Inlandeisrand. Ein nicht direkt gemessener, aber etwa gleich hoher Übergang führte von der letzten Stufe nach Westen zu dem Quellgebiet des Elven, wie ich aus der Mitteilung der Grönländer schloss, dass man auf diesem Pass zu dem bekannten Schlittenweg zur Disko-Bucht kommt. Das Quellgebiet von Itivdlek

Abbildung 5.



Querschnitt durch das Thal von Itivdlek am grossen See nahe der Mündung.
Vierfache Überhöhung. Länge 1:100000.

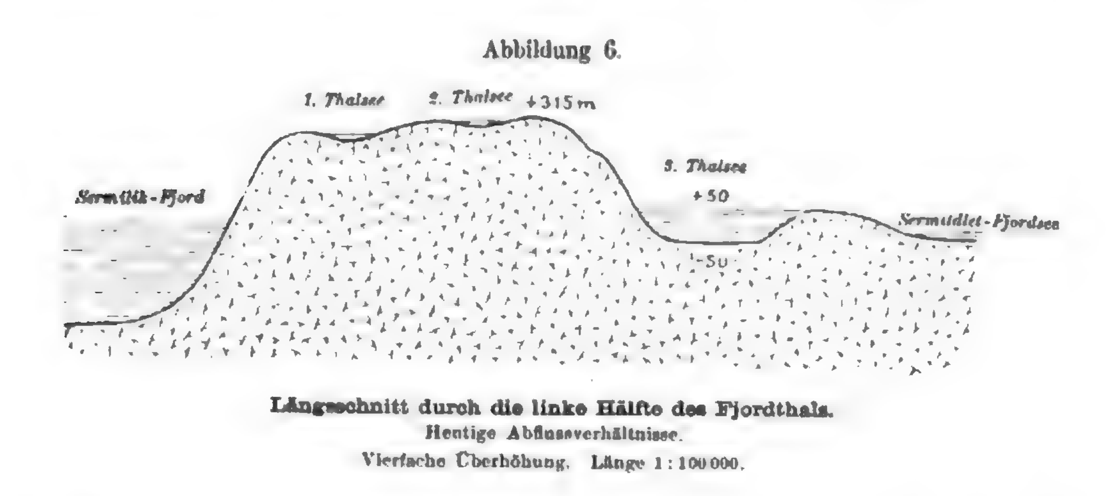
ist oben nicht breit (vergleiche Karte 2); denn der Aufstieg zur Wasserscheide erfolgte an den beiden Stellen, die wir passierten, in kurzen, trogförmig in nicht viel höhere Felsen geschnittenen Thälern, und ebenso kurz sind auch die Nebenthäler. Der grössere Teil dieser Gegend von Nugsuak wird nach Süden zum Torsukatak und nach Osten zum Inlandeisrand entwässert. Abbildung 4 und 5 geben Längs- und Querschnitt von Itivdlek; man sicht, wie der Querschnitt dem des Sermiarsut gleicht, während der Längsschnitt sich durch den Mangel der letzten hohen Stufe zum Quellgebiet davon unterscheidet.

Ich habe früher an anderer Stelle das alte Thal beschrieben, welches vom Hintergrunde des Sermitdlet zum Sermilik-Fjord hinüberführt.[1] Es zeichnet sich dadurch aus, dass es an keiner Querseite einen Abschluss besitzt und deshalb den Wasserscheiden-Gebilden des inneren Nugsuak ähnlich ist, die als kurze Tröge von einem Thal in das andere hinüberführen, nur dass es sie an Breite weit übertrifft. Etwa in der Mitte besitzt es heute eine Thalwasserscheide, auf der unter Geröll

[1] E. v. Drygalski: Ein typisches Fjordthal. (von Richthofen-Festschrift, Berlin 1893, S. 41.)

stagnierende Lagunen liegen, von welchen das Wasser heute nach beiden Seiten langsam auseinander fliesst (Abbildung 6), ohne dass diese Abflüsse zu der grossen Breite des Thals in einem Verhältnis stehen. Die Felsformen der Thalsohle, welche die

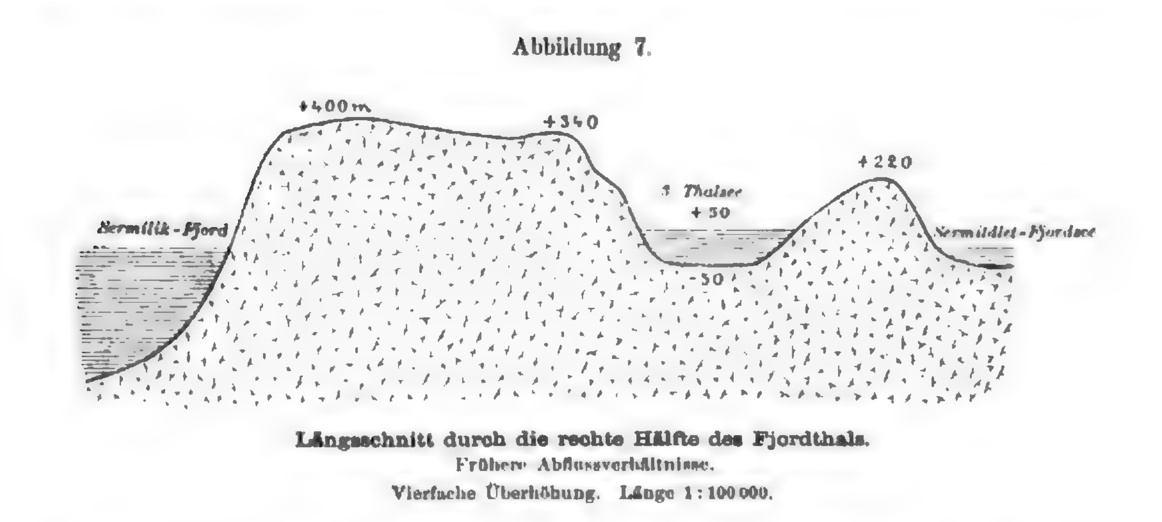
Abbildung 6.



Längsschnitt durch die linke Hälfte des Fjordthals.
Heutige Abflussverhältnisse.
Vierfache Überhöhung. Länge 1 : 100 000.

ehemaligen Gefällsverhältnisse darstellen, haben eine einheitliche Neigung vom Sermilik gegen den Sermitdlet-Fjord (Abbildung 7). Am Boden hat es drei Becken: die beiden nördlichen sind offenbar flach und nur in den Schutt der Thalsohle

Abbildung 7.

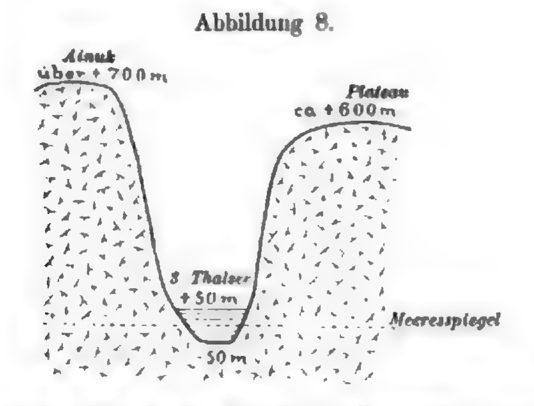


Längsschnitt durch die rechte Hälfte des Fjordthals.
Frühere Abflussverhältnisse.
Vierfache Überhöhung. Länge 1 : 100 000.

eingesenkt; das südlichste, dessen Spiegel 50 m über dem Meer liegt und 170 m unter der Höhe der letzten Thalstufe, die es unterbricht, hat nach meinen Lotungen eine Tiefe bis 118 m, reicht also 68 m unter den Meeresspiegel und 288 m unter die Höhe der letzten Thalstufe hinab. Man vergleiche hierzu die Karte 2 und die Profile der Abbildungen 6—8. Der Abfluss des Sees erfolgt mit mässigem Gefälle durch die breite Unterbrechung der letzten Stufe, welche gegen ihn in sanft geneigten, geschliffenen Flächen einfällt, während ihn die linke Thalwand in senkrechtem Abfall begleitet.

Bei dem Studium dieses Thals kamen mir Zweifel an dem erosiven Ursprung der Gneissthäler Grönlands. Zu einem Erosionsthal gehören doch ein Quellgebiet, wo die Wasserkraft sich entwickelt, und Nebenflüsse, die sie verstärken. Dieses alte Thal ist an beiden Querseiten offen, und es fehlt die Gelegenheit, das Wasser zu sammeln, wie bei dem auf Seite 36 erwähnten Kluftthal. Man könnte daran denken, dass an der Stelle der heutigen Thalwasserscheide früher eine Felswasserscheide bestand, und dass ein die rechte Thalseite einnehmender Rundhöcker ihr Rest ist. Hier hätten sich dann zur Bildung des Thals die Wasser gesammelt, und die Felswasserscheide wäre nachher niedergelegt. Aber dann wäre der Weg von der Wasserscheide bis zur Mündung in die beiden Fjorde so kurz, dass man schwer versteht, wie fliessendes Wasser auf so kurzem Weg ein so bedeutendes Thal aushöhlen soll. Bedenkt man dazu, dass eine so starke Unterbrechung der Thalsohle,

Abbildung 8.



Querschnitt durch das Fjordthal beim grossen Thalsee.
Vierfache Überhöhung. Länge 1 : 100 000.

wie sie der dritte Thalsee darstellt, durch fliessendes Wasser doch nicht zu erklären ist, und dass für den Fall des früheren Bestehens einer Felswasserscheide noch eine andere Kraft dazu gehört, um diese niederzulegen, so wird man zu dem Schluss geführt, dass andere Kräfte wenigstens wesentlich mitgewirkt haben müssen, um das heutige Gebilde zu schaffen. Gewiss kann fliessendes Wasser sich einschneiden und sein Quellgebiet spülend erweitern; aber seine Fähigkeiten reichen dann immer nur zu einem kleinen Teil der Verrichtungen hin, welche notwendig waren, um dem Thal seine heutige Gestalt zu geben. Zu der grossen Breite des Thals, zu der Entstehung der Seen und zur Niederlegung der Thalwasserscheide bleiben andere Kräfte notwendig.

Ähnliche Betrachtungen wird man auch bei den anderen Thalbildungen des Gneissgebiets anstellen müssen. Dieselben schliessen entweder direkt an Kluftbildungen an, wie die eingewitterten Gesteinsstreifen des Karajak-Nunataks oder die Doppeltrichterthäler der östlichen Sermiarsut-Wand, und sind dann noch zu wenig entwickelt, als dass fliessendes Wasser bei ihnen eine wirksame Thätigkeit verrichtet haben könnte, und erscheinen nur wie erweiterte Klüfte. Oder es

sind breite Thaltröge, wie das Sermiarsut-Thal und das alte Fjordthal am Sermilik, und dann ist eine zu grosse Arbeit geschehen, als dass sie das fliessende Wasser allein verrichtet haben könnte. Sie haben auch die Form von Klüften, sind aber in der Breite ausgeräumt, und eine derartige Thätigkeit übersteigt die Fähigkeiten des fliessenden Wassers.

Als Übergangsgebilde erwähnte ich das steile Thal auf Nugsuak zwischen Renshorn und der Inlandeiskuppe, welches eine vertikal in die Steilwand geschnittene und oben rückwärts verlängerte Kluft darstellt.

Elven und Itivdlek könnte man als Erosionsthäler auffassen; doch auch hier weniger wegen der Form, welche der der westlichen Gneissthäler nahezu gleicht, als weil sie in ein weniger hohes Plateau eingetieft sind, dessen Tiefenlinien direkt an das Hauptthal anschliessen und das Nährgebiet seines Flusses ersetzen. Ob diese aber hier thatsächlich Erosionsrinnen sind, welche sich zur Bildung des Hauptthals vereinen, oder ob nur eine breite Thalkluft ohne inneren Zusammenhang bis zu der welligen Oberfläche des Hochlandes hinaufreicht und an dessen Tiefenlinien, wie an Nährrinnen, anschliesst, ist eine andere Frage.

Wie dem aber auch sei, wir sehen einerseits die Thalbildung direkt an die Kluftbildung anschliessen, ohne der Kraft des fliessenden Wassers Spielraum zu gestatten, und wir sehen andererseits Formen, deren Ausarbeitung die Fähigkeiten des fliessenden Wassers übersteigt. Wir müssen deshalb schliessen, dass bei der Entstehung der Gneissthäler Grönlands andere Kräfte wesentlich mitgewirkt haben. Und da die Kraft der fliessenden Wasser dort heute nur äusserst gering ist und wegen der kurzen Entfernungen auch kaum eine viel erheblichere Stärke gehabt haben kann, so liegt der Gedanke nahe, dass Verwitterung und Kluftbildung ihren Einfluss überwiegen. Dass die Forträumung des entstandenen Schuttes durch strömende Eismassen geschah, ist nach der Natur des Landes und der Form der Thäler nicht zu bezweifeln.

Bei den Fjorden kehrt der Charakter der Thäler in vielen Einzelheiten wieder; doch dürften bei ihrer Anlage auch Dislokationen mitgewirkt haben, auf die ich im nächsten Kapitel zurückkomme.

Die Karte 2 giebt die Tiefenverhältnisse des Kleinen Karajak-Fjordes, und die Profile auf Tafel 8 zeigen die Beziehungen der Tiefen zu den Höhen der Fjordwände in natürlichem Verhältnis. Die Lotungen sind durch Dr. Vanhöffen vom Eise ausgeführt worden, und die Lage der Punkte wurde von mir trigonometrisch bestimmt.

Wir sehen in dem Längsschnitt des Kleinen Karajak-Fjordes (Tafel 8d) einen beckenförmigen Verlauf der Sohle, wie er auch in den Thalböden aufzutreten pflegt (Abbildung 4, 6, 7). Die Querschnitte zeigen nicht auf beiden Seiten Steilwände, wie die Abbildungen 3, 5, 8, sondern nur die vom Inlandeis abgekehrte östliche Wand mit grosser Steilheit, die ihm zugekehrte westliche mit sanfteren Neigungen. Bei anderen Fjorden, z. B. dem Grossen Karajak, würde aber auch der Querschnitt vollkommen dem trogförmigen Querschnitt der Thäler gleichen. Der Grosse Karajak-

Fjord hat beim Rande des Eisstroms noch eine Tiefe von 600 bis 700 m, und weiterhin auf der Höhe von Karajakeck fanden wir bei 759 m keinen Grund. Da die Höhe seiner überall steilen Wände auch 800 bis 900 m und darüber beträgt, so ist ihre Höhe über dem Boden etwa 1500 m im Durchschnitt; dieser Fjord wäre also ein ungewöhnlich tief geschnittenes Thal.

Ich muss es, wie gesagt, für wahrscheinlich halten, dass bei der Entstehung dieser bedeutendsten Tiefenzüge des Landes auch grössere Dislokationen mitgewirkt haben; doch andererseits wird es kleinere Fjordbildungen geben, welche in unmittelbarem Zusammenhang mit den Thalbildungen zu betrachten sind und dieselbe Entstehung aus Klüften haben, wie diese. Die Grenze wird schwer zu erkennen sein, und ich muss mich darauf beschränken, auf den gleichen Charakter der Thal- und Fjordbildungen hinzuweisen. Würde ein Vordringen des Meeres erfolgen und weitere Landstrecken unter Wasser setzen, würde auch noch eine Anzahl der heutigen Thäler als Fjorde erscheinen.

Lehrreich ist in dieser Hinsicht ein Vergleich zwischen Umanaks- und Uperniviks-Land. Das letztere hat geringere Höhen und erscheint tiefer ins Meer versenkt; dadurch ist es in ein Wirrsal von niedrigen Inseln und Schären aufgelöst. Genau ebenso aber würde Umanaks-Land aussehen, wollte man sein Gneissgebiet noch um einige 100 m versenken. Das Meer würde dann in die heutigen Thäler der Halbinsel Nugsuak eintreten und ein gleich kompliziertes System von neuen Fjorden, Halbinseln und Inseln bilden. Wie weit die Fjordbildung fortgeschritten ist, hängt von dem Grade der Versenkung ab, der das Land unterliegt. Die Formen der Fjorde findet man ebenso über dem Meeresspiegel wieder, und eine Senkung würde ihnen auch den Charakter der Fjorde verleihen.

Durch ihr überreiches Auftreten in dem Gneissgebiet Grönlands können die Fjorde gewissermaassen für die oben entwickelte Auffassung von der Entstehung der Thalformen sprechen. Wie ein Blick auf die Karte zeigt, sind sie an den Trappküsten spärlich. Die Halbinsel Svartenhuk hat wohl einige tiefere Buchten, wie Maligiak und Migdlorfik, die, wie ich früher beschrieb, sanft in die anschliessenden Thäler übergehen und selbst versenkte Thäler bedeuten, und auch an der Spitze der Halbinsel Nugsuak finden wir Schärenbildung, indem die Trappfelsen langsam im Meer verschwinden; aber es ist doch nirgends eine ähnliche Auflösung, wie an den Gneissküsten, und die eigentliche Fjord- und Schärenbildung ist an dieses Gebiet der Klüfte und kluftähnlichen Thäler gebunden.

Die Frage liesse sich aufwerfen, ob nicht die Klüfte des Gneiss und dementsprechend auch die Thäler bestimmten Richtungen folgen. Es ist sicher, dass in bestimmten Gebieten ein gewisser Parallelismus in den Klüften besteht, wie z. B. in denen der Umanak-Insel, die den Hafen in der NNO-Richtung durchschneiden und dessen kleine südliche Einfahrt bilden. Der Parallelismus dieser Klüfte giebt dem See, welcher die Kolonie Umanak mit Wasser versorgt, seine eigentümliche Form. Ich nenne als ferneres Beispiel die Klüfte auf der Höhe der Felswand, welche die Bucht umrandete, an der unser Haus stand, wo Hügelreihen in parallelen

Alangorsuak-Halbinsel
Kleiner Karajak - Fjord
Karajak - Nunatak
Grosser Inlandeissee
Alte Moräne
Randbach
Inlandeis
See

a. *Querschnitt durch Nunatak und Fjord unweit des Randes des Kleinen Karajak Eisstroms im natürlichen Höhenverhältnis. 1 : 50000*

Alangorsuak - Halbinsel
Nunanguak
Kleiner Karajak-Fjord
Niakornak
Seeberg Massiv
Randbach
Inlandeis
Karajak - Nunatak

b. *Querschnitt durch Nunatak und den Kleinen Karajak-Fjord in der Mitte über Niakornak und Nunanguak*

Stufen so absetzen, dass sie die Höhenumrandung der Bucht unter spitzem Winkel schneiden. Es liessen sich noch manche andere Beispiele heranziehen, ohne dass deshalb die Richtungen des einen Gebiets mit denen des anderen gleich sind.

Es wäre eine interessante Aufgabe, die Kluftrichtungen in den verschiedenen Gneissgebieten Grönlands mehr im einzelnen festzulegen, als es bei unseren, dem Eise zugewandten Wanderungen möglich gewesen ist, es erscheint mir jedoch fraglich, ob sich das Vorwalten bestimmter Richtungen auch für weitere Gebiete nachweisen lässt, und ich möchte es bezweifeln, dass sich in den Thalbildungen diese Richtungen ausprägen. Das steht in keinem Widerspruch mit dem Zusammenhang zwischen Zerklüftung und Thalbildung, den ich betonte. Selbst wenn der Parallelismus der ersteren nicht, wie ich es annehme, auf verhältnismässig enge Gebiete beschränkt bleibt, braucht die Thalbildung nicht der gleichen Richtung zu folgen, weil sie nur im Anfangsstadium ihrer Entwickelung den Klüften folgt und die ausgebildeten breiten Thäler durch eine Verbindung vieler Kluftzüge entstehen, indem die ausräumende Kraft auch über die zertrümmerten Scheidewände hinwegsetzt; die Beckenform der Thalböden kann diese Auffassung bestätigen. Weil aber die Zerklüftung an jeder einzelnen Stelle auf die Trogform hinarbeitet, wird dieselbe auch bei der späteren Verbindung vieler Kluftzüge ausgeprägt bleiben, ohne dass die Richtung der Thäler mit jener der Klüfte übereinstimmt.

Ich kann dieses Problem nicht weiter verfolgen; ich habe aber häufig die Richtung der Klüfte und Thäler in Abweichung von einander gesehen und vermag auch bei den letzteren das Vorwiegen bestimmter Richtungen nicht zu erkennen. Etwas anders ist es mit den Dislokationen, auf deren Mitwirkung bei der Fjordbildung ich hinwies; bei ihnen scheinen allerdings bestimmte Richtungen bevorzugt zu sein. Es muss aber einer in dieser Hinsicht ausgestalteten Durchforschung des Gneissgebiets vorbehalten bleiben, zu entscheiden, ob diese und die Kluftrichtungen in Beziehung gesetzt werden können, und ob der für beschränkte Gebiete mit Sicherheit erkennbare Parallelismus der letzteren, auch für weitere Gebiete nachweisbar ist und damit eine Bedeutung für die grossen Züge des Landes besitzt.[1]

Die Kontraste des Gneisslandes. — Die Beziehungen des Eises zum Lande werde ich erörtern, wenn ich sie für die einzelnen Gebiete dargestellt habe; hier will ich nur darauf hinweisen, dass die steilwandigen Formen, auf welche die Verwitterung hinarbeitet, und die in den kleinen, wie in den grossen Zügen des Landes eine allgemeine Verbreitung besitzen, wesentlich gegen die gerundeten welligen Formen kontrastieren, die den Oberflächen des Gneisslandes eigentümlich sind. Die Tafeln 9 und 10, welche die Oberfläche und die Westwand des Karajak-Nunataks darstellen, können diesen Kontrast zum Ausdruck bringen, auch auf dem Bild der Umanak-Klippe (Tafel 3) tritt er deutlich hervor. Man hat den Eindruck, als ob die beiden Formentypen unter ganz verschiedenen Kräfte-

[1] Vergleiche A. Kornerup: Meddelelser om Grønland II, S. 162—181.

wirkungen gestanden haben, und häufig sieht man auch an der Höhe der Steilwände beide durch eine scharfe Kante begrenzt (Tafel 10).

Da die Rundungen in Grönland, wie in allen anderen Ländern mit der früheren Wirkung des Eises in Beziehung gesetzt sind, hat die allgemeine Verbreitung des steilwandigen Typus von jeher zu Betrachtungen darüber geführt, ob es nicht auch trotz der früheren Ausdehnung des Eises gänzlich eisfreie oder vom Eis unbeeinflusste Gebiete in Grönland gegeben hat. Diese Frage ist für alle Teile Grönlands gestellt und fast für alle bejaht worden. Für den südlichsten Teil weist G. Holm[1] darauf hin, dass nicht das ganze Land in der Vorzeit vereist war, und für Julianehaabs-Distrikt beweisen es A. Kornerup[2], K. J. V. Steenstrup[3] und neuerdings A. Jessen[4]. Für die Gebiete von Frederikshaab, Godhaab, Holstensborg und Egedesminde giebt A. Kornerup[5] den gleichen Beweis, während das niedrige Hinterland der Disko-Bucht nach den Beobachtungen von Sylow[6], dem Bergleiter R. Hammer's, gänzlich vereist war. In Umanaks-Land beschreibt K. J. V. Steenstrup[7] das Vorkommen deutlicher Eisspuren bis zu Höhen von 1200 bis 1300 m, betont dabei aber auch den Gegensatz solcher steilen Formen, wie der Umanak-Klippe, gegen die niedrigen, gerundeten Felsen, aus denen sie sich erheben; für die Gegenden von Kap York endlich betrachtet T. C. Chamberlin[8] die beiden Typen des Gneisslands unter dem gleichen Gesichtspunkt. Mit Ausnahme des niedrigen Hinterlandes der Disko-Bucht darf also eine nur beschränkte Ausbreitung für die Eismassen der Vorzeit als erwiesen gelten.

Natürlich sind nicht alle steilen Wände vom Eis unbeeinflusst geblieben, wie ebenfalls mehrfach betont und neuerdings von C. Moltke und A. Jessen[9] an einem interessanten Beispiel gezeigt ist. Auch auf dem Karajak-Nunatak gab es sehr schroffe Wände mit deutlicher Glättung und Politur, und man darf das Vorkommen steiler Formen im allgemeinen nicht als Beweis für den Mangel früherer Eiswirkungen ansehen, zumal sie häufig der näheren Betrachtung unzugänglich sind. Indessen giebt es im Verlaufe der Westküste im Süden sowohl, wie im Norden eine ganze Reihe von Formen, die in dem unmittelbaren Kontrast gegen die gerundeten Felsen, aus denen sie aufsteigen, durch die schleifende Thätigkeit des Eises unbeeinflusst erscheinen, und dazu gehört in erster Linie die Umanak-Klippe (Tafel 3). Auch wenn man nicht, wie es besonders Steenstrup und Kornerup gethan haben, die frühere Ausdehnung des Eises durch weitere Merkmale feststellen

[1] Meddelelser om Grønland VI, S. 175.
[2] Ebenda II, S. 23.
[3] Ebenda II, S. 32f.
[4] Ebenda XVI, S. 155.
[5] Ebenda I, S. 102—113; II, S. 189—194.
[6] Ebenda VIII, S. 25.
[7] Ebenda IV, S. 212ff.
[8] The Journal of Geology, Vol. III, No. 1, S. 61f. Bull. of the Geogr. Club of Philadelphia, Vol. I, 1895, No. 5, S. 167ff. Bull. of the Geol. Soc. of America, Vol. VI, 1895, S. 218f.
[9] Meddelelser om Grønland XVI, S. 100.



E. v. Drygalski phot.

Die Oberflächenformen des Karajak-Nunataks; Seebecken in anstehendem Fels.

16. Juli 1893.



E. v. Drygalski phot.

Der Absturz des Karajak-Nunataks zum Kleinen Karajak-Eisstrom und -Fjord.

20. Juni 1893.

könnte, würde man aus solchen Felsformen auf eine gewisse Einschränkung derselben schliessen müssen.

Die Verbreitung der Eiswirkungen umfasst überall noch die äussersten, im Meer gelegenen Schären, und die schroffen Klippen sind deshalb Inseln gewesen, welche, wie die heutigen Nunataks, aus dem Eise emporragten. Wie hoch dieses gereicht hat, ist im einzelnen Fall zu entscheiden; dass nahe bei einander liegende Gebiete, wie Nugsuak und Umanak, bis zu sehr verschiedenen Höhen Eisspuren tragen, ersteres bis 1300, letzteres bis 400 m, ist wohl daher erklärlich, dass zur Ausbreitung des Inlandeises auch eine solche des Hochlandeises hinzukam, welches selbständige Eisbewegung erzeugte, wie es heute noch der Fall ist. Aber auch wenn die frühere Eisdecke die Felsspitzen bis zu grossen Höhen umgab, mussten diese wegen ihrer grossen Steilheit einer geringeren Abnutzung unterliegen, als die niedrigen Flächen, über die das Eis hinwegströmte; sie wurden lokal geglättet und seltener im Vorüberströmen auch vollkommen poliert, doch konnte das den Kontrast gegen die weniger steil geneigten Flächen nicht zerstören.

Dieser Unterschied hat für die Flora Grönlands eine besondere Bedeutung erlangt und zu einer Erörterung zwischen G. Warming und A. G. Nathorst[1] geführt. Es handelt sich darum, ob die Pflanzen zum Teil die Eiszeit überdauern konnten oder nicht, mit anderen Worten, ob es während der grössten Ausdehnung des Eises noch Zufluchtsstätten für die Flora gab oder nicht. Ich möchte diese Frage aus geographischen Gründen bejahen, wie es Warming gethan hat; denn die beiden Kontraste des Gneisslands zeigen, dass es wenig und garnicht vom Eise beeinflusste Gebiete gegeben haben muss.

[1] Engler's Botanisches Jahrbuch für Systematik XIV, S. 183ff. und 462ff., sowie an verschiedenen anderen Stellen.

Drittes Kapitel.

Der Karajak-Nunatak.

Nachdem ich in dem vorangehenden Abschnitt eine allgemeine Charakteristik des Inlandeises und der Formen seines Vorlandes zu geben versuchte, beginne ich nun mit einer Darstellung der einzelnen Teile, um für die Behandlung der Bewegungsverhältnisse die notwendige topographische Grundlage zu bieten. Ich muss dabei mit einer Darstellung des unmittelbaren Vorlandes beginnen; nicht allein, weil dieses hauptsächlich die Spuren trägt, welche die frühere Ausbreitung und die Wirkungen des Eises bezeugen, sondern besonders, weil die heutige Bewegung des Eises sehr nahe mit seinen Formen in Zusammenhang steht. Naturgemäss können wir uns für die genaue Darstellung auf das nächste Vorland des Inlandeises beschränken, also auf die innerste Randzone des Küstensaums, weil sie mit der äusseren Randzone des Eises in wechselseitiger Beziehung steht und man die Eigentümlichkeiten der letzteren nicht verstehen würde, ohne die der ersteren zu kennen.

Die Beziehungen des Karajak-Nunataks zum äusseren Küstensaum.

Ich habe schon im ersten Abschnitt bemerkt, dass der Küstensaum des nördlichen Grönland sich von dem des südlichen durch die grössere Aufgeschlossenheit unterscheidet. Auch in Süd-Grönland werden die Felsen von zahlreichen Fjorden und Sunden durchschnitten; doch sind diese lang und eng, greifen seltener bis in das Inlandeis zurück und gewähren ihm nur einen unvollkommenen Zutritt zum Meer. Nord-Grönland hat die weit in den Küstensaum hineingebrochenen Buchten, welche sich nach Osten hin in breite und tiefe Fjorde verzweigen. Die letzteren sind nicht so lang, wie die von Süd-Grönland; aber als Ausläufer der tiefen Meeresbuchten sind sie breit und tief und öffnen dem Inlandeis klaffende Lücken für den Zutritt zum Meer.

Solcher Meeresbuchten giebt es in dem dänischen Nord-Grönland zwei, die Disko-Bucht mit dem Vaigat und die Nordostbucht. Die erstere wird durch die Nugsuak-Halbinsel im Norden, durch das weit in die Davis-Strasse hinaustretende Inselland von Egedesminde im Süden begrenzt und durch die grosse Insel Disko in die eigentliche Disko-Bucht und in die schmale, aber tiefe Meeresstrasse des Vaigat geteilt; die Nordostbucht liegt zwischen den grossen Halbinseln Nugsuak und Svartenhuk. Nördlich von Svartenhuk beginnt die Gegend, wo der Rand des Inlandeises auch nicht mehr in den Ausläufern von tiefen Meeresbuchten, sondern in diesen selbst liegt, auf lange Strecken hin ununterbrochen und ungeteilt durch Felszüge, welche die Meeresbucht im Hintergrund gliedern. Dieser Charakter herrscht auf längeren Strecken schon in Upperniviks-Land, aber seine volle Entwickelung erreicht er erst nördlich davon in der Melville-Bai und währt bis zu dem Gebiet von Kap York, von welchem an man auch an der Westküste wieder auf breitere zusammenhängende Landmassen trifft. Bis Upperniviks-Land reicht der dänische Besitz. Die Küsten der Melville-Bai sind unbewohnt und wegen des Überwiegens des Eises auch unbewohnbar; das Gebiet von Kap York enthält wieder einzelne Wohnstätten, welche die nördlichsten der Welt sind.

Das Hauptgebiet unserer Thätigkeit war die Nordostbucht; kürzere vergleichende Arbeiten haben wir den an Charakter gleichgestellten Teilen des Inlandeises in der Disko-Bucht und den Übergangsgebilden zum Typus der Melville-Bai in Upperniviks-Land gewidmet. Diese drei Gebiete zusammen umfassen das System der fünf grossen Inlandeisströme von Rink[1].

Der Name Nordostbucht rührt von den Holländern her, welche dieses produktivste Gebiet Grönlands früher regelmässig besuchten, wovon ihre Ausblickstellen für die Schiffahrt noch heute Kunde geben. Der Eingang zu der Bucht beträgt an der schmalsten Stelle zwischen Nugsuak und Svartenhuk noch 60 Kilometer, ist also etwas breiter als der Eingang zur Disko-Bucht, welcher 56 Kilometer hat und durch kleinere Inselgruppen unterbrochen wird. Gegen Osten verbreitert sich die Nordostbucht fast auf das doppelte, so dass die Breite etwa 100 Kilometer beträgt, wo die weitere Teilung und Verzweigung in die Fjorde beginnt. Diese Verbreiterung erfolgt in einer Längenerstreckung von 75 bis 80 Kilometer.

Schon etwas über die Hälfte des Weges vom offenen Meer gegen den stark gegliederten Hintergrund hin liegt die grosse Trappinsel Ubekjendt-Eiland fast genau in der Mitte der Bucht. Von ihr nur durch eine 12 Kilometer breite Meeresenge getrennt, folgt gegen Osten, vor den übrigen Landesteilen des Hintergrundes etwas nach aussen hin vortretend, Upernivik Ø und dann die Landesteile, welche im Inlandeise verschwinden. Durch Ubekjendt-Eiland und Upernivik Ø ist eine erste Teilung der Nordostbucht gegeben in einen kleineren nördlichen und in einen grösseren südlichen Teil; in der Höhe von Upernivik Ø beginnen dann beide Teile sich noch weiter zu verzweigen und zwar so divergierend, dass die Basis am

[1] Nord-Grønland I, S. 18 ff. Vergleiche Kapitel II, S. 25.

Inlandeis über 250 Kilometer Länge besitzt. Zu dieser grossen Ausdehnung hat sich der 60 Kilometer breite Eingang im Hintergrund, das ist in etwa 130 Kilometer Abstand, erweitert. Diese Erweiterung übertrifft die der Disko-Bucht erheblich, da diese in ungefähr der gleichen Tiefenerstreckung von insgesamt 130 Kilometer mit der Basis ihrer Verzweigungen nur 175 Kilometer am Inlandeisrand umspannt.

Der südliche Teil der Nordostbucht ist als Umanak-Fjord, der nördliche als Karrat-Fjord von K. J. V. Steenstrup bezeichnet. Die Namen rühren von den beiden Inseln her, welche zwar nicht in der Mitte des Hintergrundes der beiden Teile liegen, aber doch durch ihre auffallende Form und ihre imposanten Höhen von allen Gegenden des zugehörigen Fjordes sichtbar sind und das Aussehen desselben beherrschen. Der Name Umanak-Fjord ist, bevor Steenstrup diese Teilung einführte, für das ganze Gebiet an Stelle des Namens Nordostbucht angewandt worden. Weil er aber passender nur für den einen Teil in Anwendung kommt, greifen wir für das Ganze auf den alten Namen Nordostbucht zurück. Es wird dann auch durch den Namen bekundet, dass es bis zu dem Beginn der Verzweigungen in der Höhe von Upernivik Ø thatsächlich eine offene Meeresbucht ist, welche der Disko-Bucht ebenbürtig zur Seite steht. Die Weite des Eingangs, die Ausdehnung und Tiefe, die Art der Verzweigungen und das dadurch hergestellte Verhältnis zum Inlandeis kennzeichnen den Charakter der Bucht; dazu tritt als wesentliches Moment der Umstand, dass die Organismen in ihrem Auftreten einen bemerkenswerten Unterschied zwischen der äusseren Bucht und ihren inneren Verzweigungen machen, worauf Dr. Vanhöffen an verschiedenen Stellen hinweist, und so vereinigen sich geographische und biologische Gründe zur Wiederaufnahme des Namens „Nordostbucht". Dass wir für ihre beiden Teile ausserhalb der Verzweigungen die Namen „Umanak-Fjord" und „Karrat-Fjord" beibehalten, während dieselben doch noch Teile der offenen Bucht sind und nicht zu den als Fjorde zu bezeichnenden inneren Verzweigungen des Ganzen gehören, wird dadurch gerechtfertigt erscheinen, dass diese Namen seit lange bestehen und Geltung erlangt haben; auch können sie geographisch als eine Art von Übergangsgebilden gelten zwischen dem äussersten Teil der Bucht westlich von Ubekjendt-Eiland und den inneren Verzweigungen derselben östlich von Umanak und Karrat. Wir rechnen die beiden grossen Fjorde aber noch als Teile der Bucht.

Die Verzweigungen der Nordostbucht und ihre Beziehungen zum Inlandeise werde ich nun der Reihe nach schildern und mit denen des südlichen Teils, also des Umanak-Fjordes beginnen; ich rechne denselben von der zusammenhängenden Nordküste der Halbinsel Nugsuak im Süden bis zu den Inseln Ubekjendt-Eiland und Upernivik Ø im Norden.

Beim Beginn der Verzweigungen im Westen ist das Land vollkommen zerstückt und in eine Anzahl von Inseln aufgelöst, von denen Umanatsiak, Stor Ø, Umanak, Agpat Ø und Sagdlek die höchsten und wichtigsten sind. Ausser Umanatsiak (800 m) ragen sie alle mit schroffen, kühnen Formen bis über 1000 m empor und vertreten in jenem Gebiet hauptsächlich den steilwandigen Typus der Gneissformen. Agpat Ø und Stor Ø haben oben grössere Flächen und tragen darauf selbständige

Hochlandeishüllen, die anderen drei enden in zugeschärfteren Formen und besonders Umanak in der kühnen, unersteigbaren Spitze (Tafel 3).

Zwischen und neben diesen Hauptinseln liegt eine Anzahl von niedrigen Inseln und Gruppen, welche mit ihren gerundeten Formen den vom Eise gestalteten Typus der Gneissfelsen vertreten. Sie erscheinen bisweilen wie zugeordnet zu den höheren Inseln, so Talerok zu Umanatsiak, Agkugdlek zu Stor Ø. Bei Umanak liegen die runden, niedrigen Felsen in unmittelbarem Zusammenhang mit der scharfen Klippe, welche sich noch 700 m über jene erhebt. Die Namen der einzelnen Inselgruppen sind auf der Karte 1 verzeichnet.

Trotzdem die Meeresstrassen und Sunde, welche die Inseln von einander trennen, bisweilen nicht eng sind und die hohen Inseln weit von einander entfernt liegen, so hat es doch den Anschein, als hätten diese ehemals zusammengehört. Da sie in den Eigentümlichkeiten des Gesteins, welche in der Beimengung von Hornblendelagen und in der Durchsetzung des Gneiss mit dunklen Gängen bestehen, sowie auch in der äusseren Form den weiter östlich gelegenen Halbinseln gleichen, hat man den Eindruck, als ob sie die Reste eines früher zusammenhängenden Landes sind, dessen Oberfläche sich, wie die der Halbinsel Nugsuak, von aussen nach innen gegen das Inlandeis senkte. Dass die Inseln sich mit den Ausläufern der östlichen Halbinseln zu grösseren Zügen anordnen, welche dem Streichen der Halbinsel Nugsuak entsprechen, kann diesen Eindruck nur verstärken. Auf die Halbinsel von Akuliarusersuak folgen gegen Nordwesten Umanatsiak (800 m) und Umanak (1115 m), auf Alangorsuak (1000 m) folgt Stor Ø (1290 m), auf Kakordlursuit (etwa 800 m) Agpat Ø (über 1500 m) und Sagdlek (etwa 1000 m); wir sehen von innen nach aussen grössere Höhen, wie die beigeschriebenen Zahlen kundthun.

Die Trennung des Zusammenhanges kann durch Bruch oder auch durch Thalbildung in der Weise erfolgt sein, wie ich es im zweiten Kapitel ausführte. Bei der Fjordbildung sind diese beiden Momente schwer zu trennen, indessen überschreitet die Grösse mancher Störungen entschieden das Ausmaass, welches durch thalbildende Kräfte zu stande kommt; auch tritt in den grossen Zügen des Landes eine stärkere Regelmässigkeit der Richtung auf, als wir sie in den Kluftthälern zu erkennen vermögen. Wenn das Land zerbrach und niedersank, ist es auch erklärlich, dass in der Inselwelt die schroffen Formen überwiegen; die Horste sind mit steilen Wänden stehen geblieben, die Rundungen findet man auf den Oberflächen und besonders dort, wo dieselben in grösserer Ausdehnung sich noch heute unter das Inlandeis senken. Die niedrigen Inselgruppen endlich bedeuten in diesem Zusammenhange diejenigen Landesteile, welche bei dem Niederbruch nicht gänzlich zur Tiefe versanken, sondern als halb gesunkene Horste übrig blieben. Bei ihrer tiefen Lage schritten über sie zu späterer Zeit die strömenden Eismassen fort und konnten die Kanten und Spitzen abschleifen und runde Formen gestalten; sie gehören thatsächlich alle dem runden Gneisstypus an, eine Ausnahme davon ist mir nicht bekannt.

So erscheint die Inselwelt des Umanak-Fjordes als ein in der Vorzeit zusammenhängendes und dann durch Verwerfungen zerstücktes Gebiet; diese Auffassung stützt sich auf die äussere Form der Felsen und auf die gleichmässig ausgebildete Zusammensetzung des Gesteins. Der Niederbruch erfolgte derart, dass in dem Streichen der Fjorde und der sie trennenden Horstreihen die SO—NW-Richtung eine gewisse Bevorzugung erfahren hat, wie ein Blick auf die Karte lehrt; dieselbe fällt mit dem Streichen der beiden dunklen Gänge zusammen, und eine der Bruchlinien, die Nordwand des Karajak-Fjordes, folgt direkt dem Verlauf eines Ganges. Ob und wie weit die grossen Züge auch in den kleineren des Landes ihre Fortsetzung finden, ist eine Frage, die ich im II. Kapitel (Seite 44) berührte, und die einer genauen Feststellung der Kluftrichtungen des Gneissgebiets zu ihrer Lösung bedarf.

Östlich von der Inselwelt werden fünf tiefe Verzweigungen des Umanak-Fjordes durch die vier Halbinseln Alangorsuak, Kakordlursuit, Uvkusigsat und Agpat von einander getrennt; die letztere wird von Steenstrup[1] in zwei Teile geteilt und ist im einzelnen noch nicht bekannt. Ich kenne die beiden ersten Halbinseln, welche nach aussen hin im allgemeinen mit steilen Wänden abfallen, während sie sich nach innen mit runden Formen unter das Inlandeis senken (Tafel 11).

Die durch die Halbinseln geschiedenen Ausläufer der Nordostbucht sind die Fjorde Karajak, Sermilik, Itivdliarsuk, Ignerit und Kangerdluarsuk, welche sämtlich das Inlandeis anschneiden und darin bestimmte Wirkungssphären besitzen. Ich wende mich ihrer Darstellung nunmehr im einzelnen zu und beginne mit dem südlichsten Ausläufer, dem Karajak-Fjord, und dort mit dem Gebiet, welches den Fjord bei seinem Eingriff ins Inlandeis noch einmal gliedert und für das Verhalten eines grossen Eisgebiets bestimmend wird, — zu unserem Wohnplatz, dem Karajak-Nunatak.

Die Formen des Karajak-Nunataks.

Der Karajak-Nunatak steht dem ostwestlichen Vordringen des Inlandeises kurz vor seinem Eintritt in das Meer entgegen und veranlasst eine Teilung des Inlandeises in die beiden Karajak-Eisströme, welche ihn in dem grössten Teil seines Umfangs umgeben. Der Name „Nunatak“ wird sonst von den Grönländern nur für wirklich von dem Eise ganz umringte Felsen gebraucht; doch auch in diesem Fall ist er durchaus an seinem Platz, weil das Eis in seinem Vordringen gegen die Stirn des Nunataks keine Grenze findet, sondern nach Norden und Süden ausbiegend den Felsen umströmt und erst an der Leeseite endigt. Dass der Nunatak heute nicht mehr ganz vom Eis umringt ist, liegt nur an der Tiefe der Fjorde, inbesondere der des Grossen Karajak-Fjordes, welche das Inlandeis zu einer vorzeitigen Auflösung zwingt und jene Riesenwerkstätte für die Bildung der Eisberge erzeugt, welche schon Rink als eine der produktivsten in Nord-Grönland erkannt und als Grossen Karajak-Eisstrom bezeichnet hat.

[1] Meddelelser om Grønland IV, S. 180.



Blick über einen Randsee und Randmoränen auf das Inlandeis zwischen Sermilik und Klein-Karajak.
9. Juli 1892.

Von den beiden dunklen Gängen, die ich erwähnte, und von einigen Einlagerungen anderer krystallinischer Schiefer abgesehen, besteht der Karajak-Nunatak durchweg aus Gneiss und ist ein etwa 20 Kilometer langer, NNO—SSW gerichteter, schmaler Felsklotz, dessen grösste Höhen mit Ausnahme des nördlichsten Teils an der Westseite liegen und zum Kleinen Karajak-Fjord in steilen Wänden, dagegen nach Osten unter das Inlandeis in sanfteren Neigungen abfallen (Tafel 8, 9, 10).

Er zerfällt in einen grösseren nördlichen und einen kleineren südlichen Teil, die in der Senke von Tasiusak zusammenhängen. Hier ist die Breite des Nunataks am geringsten und beträgt noch nicht 2 Kilometer, weil der Felsklotz von Westen durch die Stationsbucht und von Osten durch die Bucht des Hüttensees eingeschnürt wird; in die erstere greift das Meer und in die letztere das Eis am tiefsten hinein. Nördlich von dieser Verengung schwillt der Nunatak klumpenförmig an und erreicht schnell seine grösste Breite von über 5 Kilometer, um später wieder abzunehmen und zuletzt mit einer schmalen Zunge im Inlandeise zu verschwinden; auch südlich von Tasiusak wächst die Breite, bleibt aber gleichmässiger und erreicht kaum den Betrag von 3 Kilometer. In beiden Richtungen erfolgt die Anschwellung gegen Osten, während die Westwand einen mehr gestreckten Verlauf hat. Der nördliche Teil ist der höhere und ragt auf der ganzen Länge fast bis zu 600 m empor, an einzelnen Stellen darüber, während der südliche Teil nur an einer Stelle die Höhe von 400 m um einen geringen Betrag überschreitet.

Das Kernplateau. — Die klumpige Anschwellung nördlich von Tasiusak bildet den Kern des Nunataks und besteht aus vier Massiven, welche durch breite Senken oder durch schmale Kluftthäler von einander getrennt sind und deshalb nicht in dem Bau des Gebirges, sondern nur in den Gliederungen der Oberfläche ihre Abgrenzung haben. Sie bilden also nur Unebenheiten in der Oberfläche eines Plateaus; doch da dieselben Höhendifferenzen von fast 200 m erreichen, muss man sie unterscheiden. Sie sind auf der Karte 2 mit den Namen: Stirnspitze, Kulm, Inuk und Rabenfels bezeichnet.

Die Stirnspitze (666 m) ist das nördlichste und zugleich das höchste Massiv des Kernplateaus; sie ist eine kahle, breite Kuppe, die nach Osten und Süden mit sanften Neigungen, nach Norden und Westen in scharfen Absätzen abfällt, und zwar nach Norden um etwa 80 m zu der schmalen Nordstufe des Nunataks und nach Westen in einer mächtigen Steilwand zu dem Kleinen Karajak-Eisstrom. Auf ihrer Höhe und ihren sanften Gehängen sieht man lange Rundhöckerrücken, welche, wie der Nunatak, steil nach Westen und sanft zum Inlandeise nach Osten geneigt sind und zwischen sich zahlreiche, langgezogene Felsenlagunen bergen.

Die Stirnspitze reicht an der Westseite des Nunataks in einem Ausläufer weit südlich hinab und ist dann von dem Rabenfels-Massiv (579 m) nur durch eine schmale Senke getrennt, welche von einer Einbuchtung der Westwand zu einer Seenplatte auf der Oberfläche hinüberführt. Die letztere scheidet sonst auf der ganzen Breite des Nunataks die Stirnspitze von den drei südlich gelegenen Massiven und ist eine weite, flache Senke, deren Boden (459 m) den oberen Inlandeissee, sowie noch zwei

grössere und viele kleinere Seen beherbergt. Sie wird von den beiden Massiven im Norden und Süden um 200 m überragt, doch hat man nicht den Eindruck dieses Unterschiedes, weil die Senke so weit und die Gehänge namentlich der Stirnspitze im Norden so sanft sind.

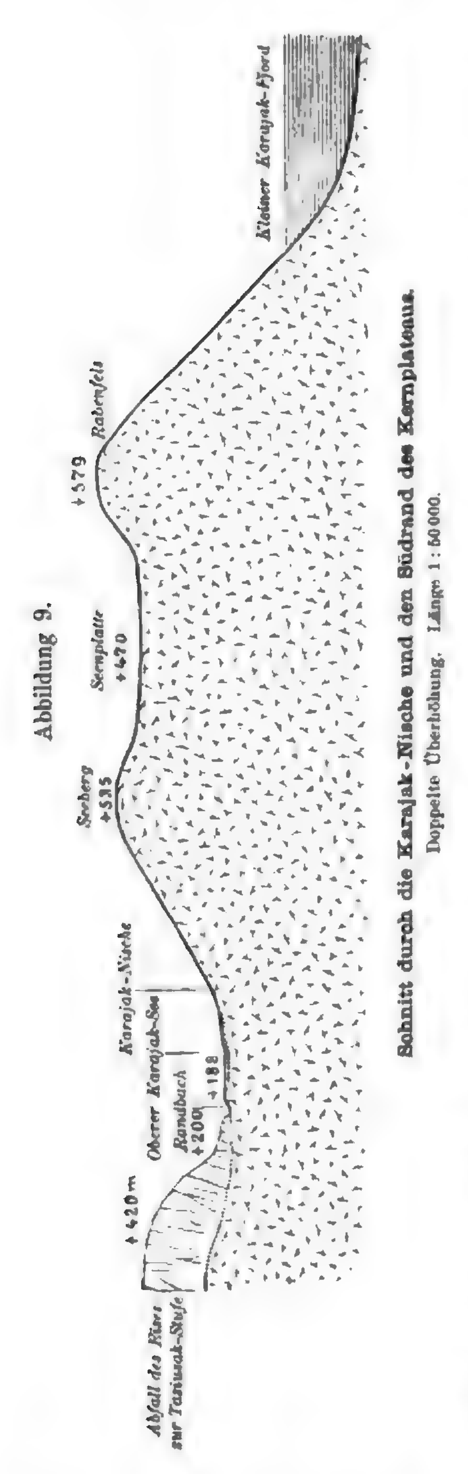


Abbildung 9.

Schnitt durch die Karajak-Nische und den Südrand des Kernplateaus.
Doppelte Überhöhung. Länge 1:50000.

Südlich dieser nördlichen Seenplatte drängen sich die Massive. Das Kulm-Massiv (640 m) durchquert den Nunatak als ein kastenförmiger Felsrücken, Rabenfels (579 m) und Inuk (610 m) ziehen in der Längsrichtung und bilden die West- bzw. die Ostseite des Kernplateaus, indem sie sich gegen Süden hin senken. Sie umranden an drei Seiten eine zweite Seenplatte mit steilen Wänden, welche in 470 m Höhe liegt und sieben grössere, sowie viele kleinere Seen trägt. Zwei steile Klufthäler führen von ihr zu der ersten Platte hinüber, von denen das eine das Kulm-Massiv in der Mitte durchschneidet, das andere es im Westen begrenzt; ausserdem durchquert eine flache Scharte das Inuk-Massiv dicht neben seiner höchsten Erhebung und ebenso das schon beschriebene Kluftthal weiter südlich davon (Abbildung 1). Beide Eintiefungen führen zum Inlandeisrand, und in das letzterwähnte Kluftthal tritt einer der Seen mit einem Zipfel hinein (Karte 2).

Die zweite Seenplatte ist im Süden von keinem Massiv begrenzt, wie an den drei anderen Seiten, sondern geht direkt in den Abfall zur Tasiusak-Stufe über, wie es Inuk und Rabenfels im Osten und Westen davon thun. Da diese beiden, dem Plateau aufgesetzten Massive die Seenplatte auch hier noch um 65 bzw. 109 m in ziemlich steilen Stufen überragen, hat der Südrand des Plateaus ein etwas gebrochenes Profil (Abbildung 9); so kommt es, dass die Massive, von der Senke aus gesehen, wie isolierte Berge erscheinen, während sie nur der Rand der von Norden nach Süden geneigten und in der Seenplatte eingesenkten Oberfläche des Kernplateaus sind. Ich habe das Südende des Inuk-Massivs von dem Kluftthal an als Seeberg (535 m) bezeichnet, weil man von hier eine ungewöhnliche Menge von Seebecken sah.

In den sanften Osthang des Kernplateaus sind drei Nischen eingetieft, deren Hintergrund von der Höhe des Plateaus in sehr steilem Hange zu einem ebenen Boden abfällt, während die Seitenwände gegen den Inlandeisrand hin divergieren und mit wachsender Entfernung von dem steilen Hintergrunde sanftere Gehänge zu den Nischenböden annehmen. Die Böden bilden ebene Stufen, in welche der Eisrand vortritt und Moränen bildet, während es dazu nicht kommt, wo er an den steiler unter das Eis einfallenden Nischenwänden vorbeizieht. Der Boden der obersten Nische hat eine Höhe von 360 m und liegt an unserer Aufgangsstelle auf das Inlandeis, jener der zweiten hat 250 m Höhe und der der dritten 170 m; dieser liegt also schon unter der Höhe von Tasiusak.

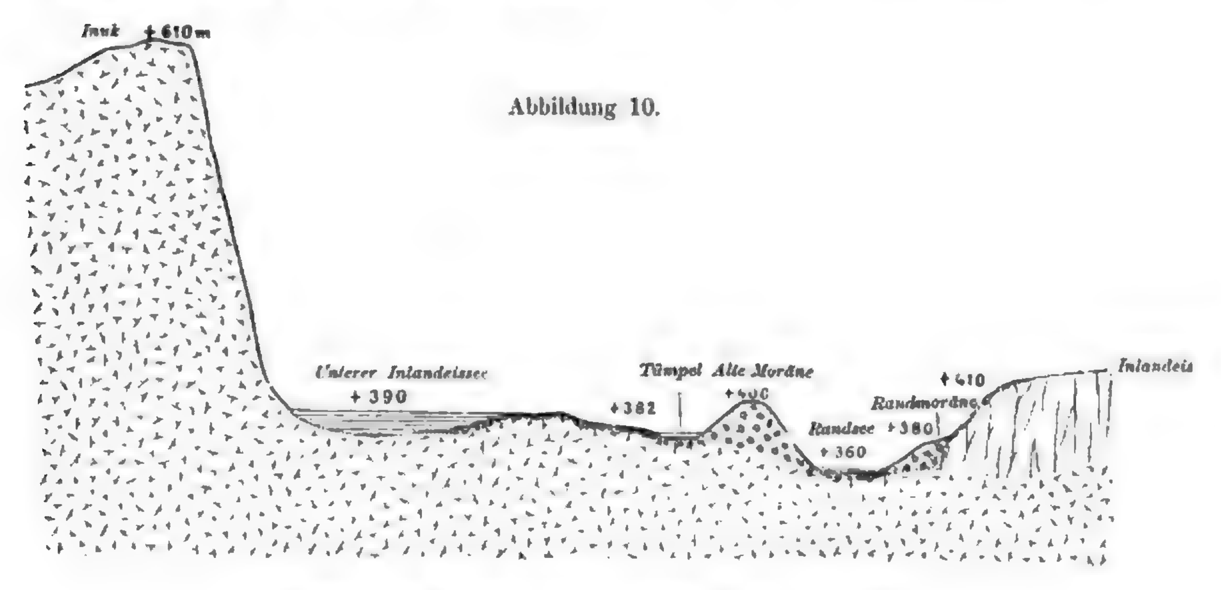


Abbildung 10.

Schnitt durch die Aufgangsnische zum Inlandeisrand.
Doppelte Überhöhung. Länge 1 : 10000.

Während der Hintergrund der zweiten Nische in nur einer Steilwand zur Höhe des Inuk-Massivs aufsteigt, ist der Aufstieg der ersten von einer Stufe in 390 m Höhe unterbrochen und jener der dritten von mehreren Stufen. Wie die untersten Böden die Entwickelung der heutigen Moränen begünstigen, so zeigen die höheren Stufen alte Moränen in besonderer Entfaltung, und beide geben auch zu Seebildungen Anlass. Die untersten Böden haben Eisrandseen, die höhere Stufe der ersten Nische hat den unteren Inlandeissee und noch einen kleineren Tümpel, die Stufen der dritten enthalten den unteren Karajak-See bei 170 m, den oberen bei 190 m (Tafel 12), den Hochsee bei 235 m und dann auf einer Reihe von Absätzen noch kleinere Seen und Tümpel. Wegen dieser vielen Absätze steigt der Hintergrund der dritten Nische viel allmählicher zur Höhe des Seebergs empor (Abbildung 9), als jener der oberen Nischen (Abbildung 10); doch war der Hintergrund der ersten noch von einem steilen Klufthal durchbrochen, welches zur östlichen Verbindungskluft der beiden oberen Seenplatten führte. Die gegen den Eisrand abfallenden

Oberflächen der Nischenwände sind die Reste des Osthanges, in welchen die Nischen mit ihren Stufen und Verebnungen eingetieft sind.

Dem Süd- und dem Westhang des Kernplateaus fehlen solche Nischenbildungen, wie sie den Osthang charakterisieren. Ersterer geht aus dem Osthang hervor und besitzt zunächst noch dessen mässige Neigung, die dann allmählich, schon an dem Westende von Tasiusak in die grosse Steilheit des Westhanges übergeht. Um das Kernplateau von Süden her zu ersteigen, thut man gut, sich ganz nach der Ostseite hin zu halten.

Die Westwand besitzt zwei Buchten. Die eine liegt gleich nördlich von der Halbinsel Niakornak und führt nur zu den Vorhöhen hinan, welche der Stufe von Tasiusak vorgelagert sind, und nicht zur Höhe des Kernplateaus selbst. Die andere Bucht, durch einen kurzen Felsvorsprung noch einmal geteilt, endet auf der Höhe in der flachen Senke, die den Rabenfels von der Stirnspitze trennt; mit einiger Mühe könnte man hier in einem steilen Schuttriss die Höhe erreichen. Brauchbare Zugänge gewähren aber beide Buchten nicht, und zwischen ihnen ist die ganze Westwand unzugänglich und steil; ihr Abfall erfolgt aus Höhen von über 500 m im Hintergrund der Stationsbucht zu den Vorhöhen der Tasiusak-Stufe (etwa 150 m) und weiter nördlich direkt in das Meer.

Die Nordstufe. — Mit der Stirnspitze endet die klotzige, östliche Verbreiterung des Nunataks und nach dem treppenförmigen Abfall ihrer Oberfläche um 80 m folgt die Nordstufe, welche nur einen Ausläufer des Kernplateaus bildet, um schliesslich mit einer ganz schmalen Felszunge im Inlandeis zu verschwinden.

Im Gegensatz zu allen anderen Teilen des Nunataks liegen die grössten Höhen der Nordstufe im Osten am Inlandeisrand und betragen etwa 580 m. Von hier an setzen die Felsen zunächst treppenförmig gegen Westen hinab, bis in kaum 400 m Abstand vom Eisrand aus der Höhe von 540 m der Steilabfall der Westwand zum Kleinen Karajak-Eisstrom beginnt. Die letztere hat dort eine breite Bucht, welche der Eisstrom erfüllt (Tafel 10).

Während der Rand des Inlandeises sonst von den Felsen des Nunataks erheblich überragt wird, ist das auf der Nordstufe nicht der Fall. Er wird nur von einer unbedeutenden, schmalen Felskante begleitet, jenseits welcher das treppenförmige Absetzen nach Westen beginnt (Abbildung 16). Von der Kante fallen die Felsen allerdings auch mit sanfter östlicher Neigung unter das Inlandeis ein, so dass dieses nicht kuppenförmig aufgelagert ist, sondern eine flache Schale erfüllt; aber schon die erste Wölbung seines Randes überhöht die Felskante so beträchtlich, dass man besonders aus der Ferne den Eindruck eines unvermittelten Haltens des Eises auf der Höhe des Abhanges empfängt. Dieser Eindruck ist besonders lebhaft bei der äussersten Zunge des Nunataks, die aus einer steil geneigten Felsfläche besteht, welche von dem Inlandeis, das auf ihrer Höhe liegt, nicht überquollen, sondern umströmt wird (Tafel 13).

Die Nordstufe hat noch vier Seen, einige kleine Wasserrinnsale und besitzt auch Vegetation; aber wenn man sie von der Stirnspitze überblickt, hat man den



E. v. Drygalski phot.

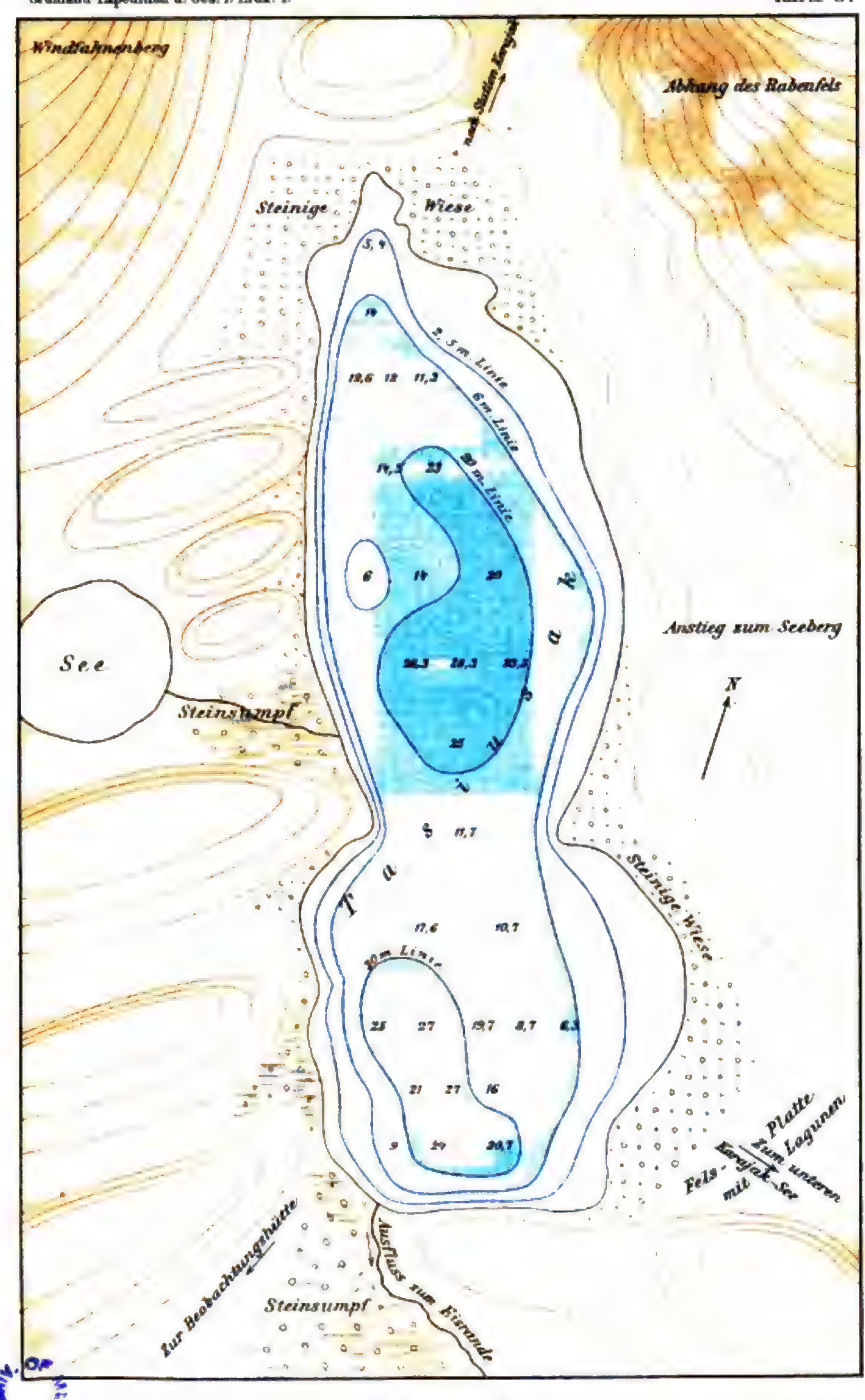
Der obere Karajak-See mit Moränenschüttung am Rande und einer Felsbarre an seinem Ausfluss.

13. November 1892.

E. v. Drygalski phot.

Das Nordende des Karajak-Nunataks im Inlandeise.

20. Juni 1893.



Tasiusak

191 m. über dem Meer,

nach der Aufnahme von Dr. Vanhöffen 1892.

Tiefen in Metern. Maasstab 1:7000.

0 50 100 200 300 400 500 m.

Eindruck einer vollkommenen Öde und Starrheit, der durch das Überhängen des Inlandeises noch bedeutend verstärkt wird.

Die Senke von Tasiusak und die Stationsbucht. — Die Senke von Tasiusak liegt zwischen dem Südhang des Kernplateaus und dem Osthang des Windfahnenbergs und ist eine breite Mulde, deren Tiefe der See Tasiusak (191 m) und der Buchtsee (175 m) einnimmt, und deren sanfte Gehänge zeitweilig noch viele kleinere Wasseraugen, zu anderen Zeiten an deren Stelle trockene Felsschalen zeigen. Ein kleinerer See liegt noch in derselben Höhe seitlich von Tasiusak und fliesst zu ihm in einem seichten Bach durch zertrümmerte Felsplatten ab.

Der Buchtsee liegt in dem engen Hals zwischen den hier schon steilen Gehängen des Windfahnenbergs im Süden und des Rabenfels im Nordwesten der Senke, Tasiusak in der Verbreiterung gegen Südosten, in die das Inlandeis hineintritt. Ersterer hat eine schwankende Grösse und deshalb auch nicht einen dauernden Abfluss; wenn er gefüllt ist, fliesst sein Wasser über die niedrigen Felsen gegen Westen und fällt am Abhang des Windfahnenbergs mit starkem Rauschen zur Stationsbucht hinab. Tasiusak hat einen dauernden Abfluss über zersprengtes und stellenweise zu einem steinigen Sumpf verwittertes Gestein und dann in einer Lücke der alten Moräne über anstehende Felsen zum Hüttensee am Inlandeisrand. Eine niedrige, aber feste Felsplatte, welche in schalenförmigen Vertiefungen zahlreiche kleine Wasserlachen enthält, führt ebenfalls durch eine Lücke der alten Moräne zu dem Unteren Karajak-See hinüber; sie bildet den niedrigsten Teil in der südlichen Umrandung der dritten Nische, ist geglättet und poliert und überhöht den Spiegel von Tasiusak nur so wenig, dass bei hohem Wasserstand auch hier ein Abfluss denkbar ist. Gegen Nordwesten zum Buchtsee führen an zwei Stellen Klüfte, aber kein Abfluss hinüber.

Gestalt und Tiefenverhältnisse von Tasiusak giebt die Karte 3, die auf den Lotungen und Zeichnungen von Dr. Vanhöffen beruht. Der See wird durch die beiden vorspringenden Felsecken in zwei Becken geteilt, welche auch in den Tiefenverhältnissen deutlich zu Tage treten. Grosse Tiefen sind nicht vorhanden, und auch die Neigungen des Bodens, wie der Seitenwände, sind nur gering. Der Boden ist felsig, wie die Gehänge, und auch der Abfluss geht ohne merklich eingetiefte Rinnen durch anstehenden Fels. Alte Moränen im Südosten überlagern die Gneissfelsen, ohne zum Abschluss des Beckens beizutragen. An der Westseite des Sees ziehen quer zu seiner Längsrichtung parallele Rundhöckerrücken, die gegen Norden immer mehr an Höhe gewinnen und sich allmählich auf dem Abhang des Windfahnenberges (341 m) zu dessen Höhe erheben. Sie kehren ihre sanfte Seite gegen das Inlandeis, ihre steile davon ab, wie die ähnlichen Bildungen des Stirnspitzen-Massivs und der ganze Nunatak.

Die Senke von Tasiusak fällt im Westen vom Buchtsee in einer Steilwand von etwa 150 m Höhe zur Stationsbucht hinab; zwischen Tasiusak und Buchtsee ist sie durch die Vorhöhen des Rabenfels eingeengt, welche ihrerseits gegen Nordwesten zu der Halbinsel Niakornak in parallelen Stufen absetzen, auf die man auch von

dem Hintergrunde der Stationsbucht, also halbquer auf das Streichen der Stufen, in einer Scharte hinaufkommt. In der Stationsbucht steigen nämlich sanft geneigte Felsflächen aus dem Meer nach Nordosten bis über 50 m Höhe empor. Dicht neben der Steilwand im Süden ist darin ein Bachriss, welcher von mächtigen Blöcken erfüllt und deshalb schwer zu begehen ist; ein zweiter, gleichgerichteter und heute noch von einem Bächlein benutzter Riss teilt den Felshang etwas nördlich davon und bildet in einer Einbuchtung der Küstenfelsen den Hafen unserer Station. Auf dem äusseren Teil des Felshanges lag unser Wohnhaus (22 m), auf dem inneren die meteorologische Station (28 m). Über diesen Felshang kam man bequem bis über 50 m Höhe empor und hatte dann nur noch wenige der steilen Stufen in kurzem, aber mühsamem Aufstieg zu erklimmen, um die Vorhöhen des Rabenfels und damit den Übergang zur Tasiusaksenke zu gewinnen. In einer Scharte der Vorhöhen kam man auch ohne den kurzen steilen Aufstieg, wie erwähnt, bis 150 m Höhe hinauf.

Sowohl auf dem Felshang der Stationsbucht, wie auch weiter westlich an dem Absturz des Windfahnenbergs war die heutige Wasserlinie als eine deutliche Felsenkehle eingeschnitten, in der sich im Winter der Eisfuss festsetzte. In geringer Höhe über ihr waren in der Stationsbucht noch zwei ältere Felsenkehlen erkennbar, die einen früheren höheren Wasserstand andeuten.

Die Halbinsel Niakornak verliert sich mit unbedeutenden Höhen im Fjord. Kurz vor ihrem Ende wird sie von einer steilen Kluft fast bis zum Meeresspiegel durchschnitten, welche von grossen, losen Blöcken erfüllt ist; östlich davon steigt sie in Stufen zu den Vorhöhen des Rabenfels auf. Auf der ihr gegenüberliegenden Halbinsel Nunanguak ist die äusserste, in der Fjordrichtung etwas langgezogene Felsnase ebenfalls von dem Absturz des Fjordufers durch eine tiefe, sumpfige Senke getrennt, so dass die äussersten Teile dieser beiden Halbinseln als landfest gewordene Schären betrachtet werden können.

Der südliche Teil des Nunataks. — Südlich von Tasiusak kann man auf dem Karajak-Nunatak noch drei Massive unterscheiden, welche jedoch alle nicht die Höhen des Kernplateaus erreichen. Ihre grössten Erhebungen liegen ebenfalls an der Westseite und fallen in steilen Wänden zu dem Kleinen Karajak-Fjord; ihre Ostseiten sind anfangs noch sanft gegen den Eisstrom geneigt, werden aber gegen Süden hin ebenfalls schroffer, und von einem steilen Thalriss gleich südlich des Grossen Karajak-Randes an fällt auch die Ost- und Südseite des Nunataks mit scharfen Wänden ab. Nischenbildungen mit Randseen in der Ausdehnung, wie bei dem Kernplateau, fehlen südlich von Tasiusak; dagegen kommen einige Thalrisse zum Eisrand hinab, die aber nur wenig in den Abhang eingetieft sind.

Das erste der drei Massive liegt zwischen der Senke von Tasiusak und einer Scharte des Westrandes, die in einem Thalriss nach Osten zum Hasensee hinabführt; es kulminiert im Windfahnenberg am Südrand der Stationsbucht mit 341 m und senkt sich mit mässiger Neigung zur Hüttenbucht. Der unterste Teil seines Hanges vor dem Eisrand ist von einer alten Moräne verkleidet, welche die breite Terrasse

bildet, auf der in 198 m Höhe meine Beobachtungshütte und mein Basispunkt A, Tasiusak, lag. Dieselbe setzt nach Norden, wie nach Süden fort und bildet den Hintergrund des Hüttensees wie des Hasensees, ist aber im ersteren von dem Abfluss des dahinter liegenden Tasiusak bis zum anstehenden Fels durchschnitten (Tafel 17) und im letzteren von dem Bach der Scharte, die das Massiv im Süden begrenzt. Dieser Bach war früher hinter der Moräne zu einem kleinen Tümpel gestaut, welcher jedoch nach dem Durchschnitt durch die Moräne in einem engen Hals zum Hasensee abfliesst und nur bei grosser Anstauung des letzteren selbst auch wieder mit Wasser erfüllt wird.

Da der Osthang des Windfahnenbergs nicht so steil an den Eisrand herantritt und die Moränenbildungen zwischen Hasen- und Hüttensee nicht unterbricht, wie die Felshänge zwischen den Nischen des Kernplateaus, bilden die beiden Randseen zusammen den Hintergrund der grossen Bucht des Nunataks, in die sich der Inlandeisrand hineinkrümmt. Erst ganz zuletzt erfolgt noch eine kurze Teilung des Randes in zwei Eiszungen, die einzeln in die beiden Randseen vortreten.

Auf das Massiv des Windfahnenbergs folgt ein langgezogener Felsrücken, welcher bis zur südlichen Lotungsbucht reicht und kurz vorher in 408 m Höhe kulminiert. Auch er fällt sanft gegen Osten, steil gegen Westen und ist auf der Höhe von einem kurzen, scharf geschnittenen Kluftthal durchschnitten, welches nordsüdlich gerichtet ist und an einer steilen Wand schöne Polituren trägt.

An die südliche Lotungsbucht schliesst sich als Begrenzung für das zweite Massiv auf der Höhe des Nunataks eine breite Senke an, die der von Tasiusak ähnlich ist, aber nicht so tief liegt. Ich zählte darin nicht weniger als 21 grössere und kleinere, mit Wasser erfüllte Felsenbecken.

Das dritte Massiv folgt südlich von dieser Senke und bildet das Südende des Nunataks. Es ist selber noch durch eine schmale Mulde geteilt, welche einen von Felseninseln unterbrochenen See trägt und zu dem Thal in der Nähe des Eisstromrandes nach Osten hinabführt.

Die alten Moränen des Karajak-Nunataks.

Nach dieser Darstellung der Formen des Nunataks erübrigt es nun auch auf einzelne seiner Eigentümlichkeiten in ihrem physikalischen Zusammenhang einzugehen, und zwar zunächst auf die alten Moränen, welche ich schon mehrfach erwähnte. Sie begleiten den Eisrand mit Unterbrechungen fast auf der ganzen Länge und zeigen eine deutliche Parallelität zur Entwickelung der heutigen Moränen.

Südlich des Hasensees, wo die Gehänge der Ostseite schon eine grössere Steilheit besitzen, sind alte Moränenbildungen mir nicht bekannt; dagegen treten sie an der Südseite dieses Randsees als eine grobe Blockpackung auf, durchqueren seinen Hintergrund, von dem schon erwähnten engen Hals durchschnitten, und folgen dann dem Eisrand bis zum Abfluss von Tasiusak, der sie bis zum anstehenden Fels

durchschneidet. Zwischen den beiden Randseen bilden sie eine breite Terrasse, welche die Unebenheiten des Felshanges überdeckt und mit einer Höhe von 198 m an der Beobachtungshütte die Höhe des Eisrandes um 36 m überragt; gleich südlich vom Basispunkt A, Tasiusak, ist eine Unterbrechung durch einen Bach, der einen dahinter liegenden Tümpel zum Eisrand entwässert.

Nördlich des Abflusses von Tasiusak bildet die alte Moräne wieder eine deutliche Terrasse (Tafel 17), wird aber bei Basispunkt B, Tasiusak, von anstehenden Felshügeln durchsetzt.

Nun kommt eine tiefe Unterbrechung zwischen dem Unteren Karajak-See und dem Eisrand, doch gleich nördlich davon tritt die alte Moräne erneut auf: zuerst als grobe Blockpackung und dann als Ausfüllung der oberen Stufen der Karajak-Nische, welche den Oberen Karajak-See und den Hochsee tragen, besonders in dem Hintergrund des ersteren reicht die Schüttung auch noch an der Felswand empor. Die Höhe der alten Moränen geht hier mindestens bis 235 m, die Höhe des Eisrandes ist 190 m, so dass dieser also hier über 40 m überragt wird.

Nun kommt eine Unterbrechung durch die beiden Seitenwände der zweiten Nische, wo die Felsen unmittelbar in den Eisrand hineintreten; über ihr Auftreten in der Nische selbst habe ich keine Angabe. Oberhalb davon aber, in der ersten Nische, bildet die Moräne wieder einen deutlichen Wall in 400 m Höhe, der gegen den Eisrand in scharfer Böschung um 40 m abfällt; die Böschung nach aussen ist etwa 20 m ebenfalls stark geneigt, geht dann aber in die ebene Schuttausfüllung der oberen Stufe der Nische über, in welche der untere Inlandeissee in 390 m und der kleine Tümpel in 382 m teilweise eingebettet liegen. Zwischen beiden ist eine steinige Wiese, die der Abfluss dieser Seen durchschlängelt. Derselbe hält sich schliesslich nahe an die südliche Wand der Nische, welche in fester Felsform scharf zu der Stufe abfällt.

Die nördliche Umrandung der ersten Nische, welche der östliche Ausläufer des Kulm-Massivs bildet, unterbricht die Moräne wieder vollkommen. Wenn man am Eisrand entlang geht, passiert man eine schroffe Wand von anstehendem Fels, an deren Fuss sich eine starke Schutthalde gesammelt hat, deren eckiges Material von dem mehr abgestumpften der Moräne leicht zu unterscheiden ist. Nördlich hiervon beginnt die nördliche Seeplatte zwischen Kulm und Stirnspitze und damit die stärkste Entwickelung der alten Moräne. Sie bildet an der Südseite der Seenplatte (459 m) einen wallartigen breiten Rand; an der Nordseite hebt sie sich immer höher empor, ist bald von ansehnlicher Breite, bald zu einem schmalen First verschmälert, begleitet den Osthang der Stirnspitze und hebt sich mit diesem zu immer grösserer Höhe, bis sie sich um deren Nordseite wie eine Guirlande herumschwingt.

Der Abfall zum Eis ist hoch und steil, der Abfall zur Seeplatte im Süden ganz sanft, nach Norden zu höher; sie geht in eine Schutthülle über, welche noch einen Teil der Seenplatte verkleidet und in der der obere Inlandeissee mit seinem vorderen Teil eingebettet liegt. Dieser See hat offenbar eine sehr wechselnde

Grösse, wie der steinige Sumpf bezeugte, der sich fast bis zum Moränenwall ausdehnte und durch den der seichte Abfluss träge dahinfloss. Auch ist uns dieser See im September 1892, vom Inlandeis aus gesehen, erheblich grösser erschienen, als im Juli 1893, wie wir ihn umgingen.

Wo die Moräne als höherer Wall den Hang des Stirnspitzen-Massivs weiter nördlich umkränzt, liegt zwischen ihr und den Felsen noch ein langgezogener See in ihre Schuttabdachung eingebettet.

Das Material der alten Moräne besteht zum grössten Teil aus groben Blöcken mit abgestumpften Ecken und Kanten, die heute schon alle ein schwarzes Flechtenkleid tragen. Stellenweise ist nur noch eine grobe Blockpackung vorhanden, wie im Süden des Hasensees und gleich nördlich vom Unteren Karajak-See. Meistens aber liegt auch noch ein feineres, grandiges und erdiges Material zwischen die groben Blöcke gepackt, so besonders da, wo die Moräne die Böden der Nischen verkleidet, aber auch, wo sie als deutlicher Wall erscheint. Man geht auf diesen Moränen sehr gut. Im Hasensee enthält ihre Abdachung zum Eis, wie zu dem engen Hals, der den Randsee mit dem abgedämmten Tümpel heute verbindet, viele kleinere Steine neben den grösseren Blöcken und der Boden des Hasensees ist mit einer grandigen Schüttung bedeckt. Die Mächtigkeit der Moräne ist sehr wechselnd, da sie die Felsvertiefungen ausfüllt und ausgleicht, ihr zusammenhängender innerer Abhang gegen den Eisrand besitzt eine Höhe von 30 bis 40 m und stellenweise auch mehr.

Die Seen des Karajak-Nunataks.

Eine zweite und für den landschaftlichen Charakter des Karajak-Nunataks besonders wichtige Erscheinung sind seine Seen. Wenn man alle kleineren Felsenschalen und die zwischen den Rundhöckerrücken langgezogenen Lagunen mitrechnen wollte, könnte man für den kleinen Raum des Nunataks über 100 Seen zählen; aber wenn man auch nur die etwas ansehnlicheren Teiche rechnet, findet man noch etwa 50, in denen drei verschiedene Typen zu unterscheiden sind, nämlich erstens die Seen der hohen Platten, Abhänge und grösseren Senken, zweitens die Seen der Nischen und drittens die Seen des Eisrandes.

Die Seen der hohen Platten, Abhänge und Senken. — Zu diesem Typus gehört die weitaus grösste Zahl der Seen des Nunataks: so die 21 Seen in der breiten Mulde zwischen den beiden südlichen Massiven und der von Felseninseln durchragte See in der schmalen Senke, die das südlichste Massiv noch einmal teilt; hierher gehört Tasiusak und die anderen Seen dieser tiefsten Mulde des Nunataks, ferner die sieben grösseren und vielen kleineren Seen der südlichen Seenplatte des Kernplateaus, sowie die meisten der nördlichen Platte und alle der Nordstufe; auch die höheren Seen im Hintergrund der dritten Nische sind hierunter zu rechnen. Die volle Zahl der Seen kann ich nicht angeben, weil man sie auf den Abhängen häufig erst sieht, wenn man unmittelbar davor steht, da sie in den

Absätzen der Gehänge versteckt liegen. Auf den Platten und in den Senken kann man ihre Zahl besser erkennen.

Nach den Formen der Seitenwände zu schliessen, wird keiner dieser Seen eine grössere Tiefe erreichen und für den bedeutendsten See, Tasiusak, haben es die Lotungen Dr. Vanhöffen's bewiesen. Sie haben auch gezeigt, dass der Boden felsig ist, wie die Ränder, und dadurch den Eindruck bestätigt, den alle diese Seen erwecken. Viele besitzen gar keinen Zu- und Abfluss, und so ist es erklärlich, dass sie an Grösse erheblich wechseln, und dass die kleineren zeitweilig auch austrocknen können; es sind Wasseraugen, welche die Vertiefungen der Felsflächen füllen. Andere haben zu Zeiten einen Abfluss, wie der Buchtsee zu der Stationsbucht; noch andere, die von den Felsenhängen rings herum und ihren Klüften ständigen Zufluss erhalten, haben auch einen ständigen Abfluss, wie Tasiusak oder ein See am Nordhang des Kulm-Massivs und andere. Die Abflüsse rieseln durch verwitterte und zersprengte Felsflächen, ohne sich eine bestimmte Rinne gegraben zu haben. Die Speisung erfolgt auch nur teilweise in Rinnen und zum anderen Teil durch das an den Felsflächen selber herabrieselnde Wasser. Nach einem Regen kann eine plötzliche Speisung erfolgen; ich maass zum Beispiel auf dem Oberen Karajak-See am 22. November 1892 über dem schon gebildeten Eise nach einem heftigen Regen eine Wasserschicht von 20 cm und in dem Randsee der zweiten Nische sogar von über 50 cm Tiefe.

Über die Entstehungsweise dieser Seen lässt sich nur sagen, dass sie die Vertiefungen der Gneissoberflächen füllen und Felsbecken sind. Bei den Wanderungen über die Felsenhänge und Hochflächen findet man mitten im gesunden, harten Gestein begrenzte Gebiete zersprengt und verwittert in der Art, wie ich es früher beschrieb. Wenn eine ausräumende Kraft darüber hinwegschreiten würde, würde sie das zersprengte Material mehr angreifen und davon mehr fortschaffen als von dem gesunden, so würden an den verwitterten Stellen mitten im gesunden Gestein Felsenbecken entstehen. Der Gedanke liegt nahe, dass die Vertiefungen der Gneissoberflächen, die wir heute als Seen wahrnehmen, durch die Ausräumung von Verwitterungsmaterial aus gesundem Gestein entstanden sind.

Die Nischenseen. — Den zweiten Typus bilden die Seen der Nischen. Hierher gehören der obere Inlandeissee und der See hinter der Moräne nördlich davon, dann die beiden Seen in der oberen Stufe der ersten Nische unmittelbar am Fuss des Inuk, ferner der obere Karajak-See und die beiden Tümpel bei Basispunkt A, Tasiusak, und im Hintergrund des Hasensees.

Diese Seen stehen mit den alten Moränen in Beziehung, ohne ausschliesslich in der Entstehung von ihnen abhängig zu sein. Wohl nur für die letzterwähnten beiden Tümpel und einzelne kleine Lachen in der dritten Nische muss man von einer Abdämmung sprechen, in den anderen Fällen verkleidet der Moränenschutt die Felsvertiefungen, welche vorher bestanden und welche auch ohne die Schüttung Seen enthalten würden: so ist also die Form in Einzelheiten, aber nicht die ganze Anlage durch die Moränen bedingt.

Man erkennt das daran, dass Seen, wie der obere und untere Inlandeissee, in ihren hinteren Teilen reine Felsenbecken und nur vorne in den Schutt der Moränen eingebettet sind, sowie dass der Abfluss, zum Beispiel des oberen Karajak-Sees (Tafel 12), deutlich eine Felsbarre durchschneidet. Auch bei Tasiusak findet man an der Ostseite Moränenschüttung, welche aber von anstehenden Felsen so reichlich durchsetzt ist, dass ihr Einfluss hier auch sichtlich zurücktritt. So stellen die meisten Nischenseen gewissermaassen einen Übergangstypus zwischen Felsenbecken und Moränenseen dar, und nur einzelne sind ausschliesslich durch die Schüttung gestaut.

Die Eisrandseen. — Zum dritten Typus gehören die Seen, welche für den Inlandeisrand in allen Gebieten charakteristisch sind und von denen es an der Ostseite des Karajak-Nunataks fünf giebt. Der erste liegt etwas oberhalb vom Abfluss des oberen Inlandeissees in 455 m Höhe, der zweite am Boden der obersten Nische bei 360 m, der dritte am Boden der zweiten bei 250 m, der vierte ist der Hüttensee in 162 m und der fünfte der Hasensee in 140 m Höhe.

Diese Seen entstehen dort, wo der Bach, welcher den Inlandeisrand begleitet, zwischen Eis und Felsen Platz zur Erweiterung hat, also vornehmlich auf den Böden der Nischen, oder an Stellen, wo die Uferfelsen vom Eisrand zurücktreten. Alle besitzen eine wechselnde Grösse, indem sie in der Regel im Sommer gefüllt und im Herbst entleert werden; doch kommen bei den einzelnen Seen hierbei manche Verschiedenheiten zum Ausdruck, die in der Art der Stauung begründet sind.

Die Füllung der Randseen erfolgt zum Teil durch die Wasserrinnsale, welche an dem Osthang des Nunataks herabrieseln, zum grösseren Teil jedoch durch die Bäche, welche von der Eisoberfläche dem Rande zueilen und sich mit den ersteren im Randbach vereinen. Dieser entsteht im Juni, wenn auf der Oberfläche des Inlandeises der Schnee zu schmelzen beginnt; am 17. Juni fanden wir ihn am Boden der Aufgangsnische kräftig geschwollen, und am 25. Juni war er reissend und tief. Dann nimmt seine Stärke schnell wieder ab, weil der Schnee, der die Flussläufe auf dem Inlandeise erfüllte, aufgelöst und fortgeführt ist, und Mitte Juli ist er schon sehr zusammen geschwunden; er besteht aber bis in den September, wo das Wasser auf dem Inlandeis wieder erstarrt, und in geringeren Höhen sogar bis in den Oktober. Später können noch vorübergehende Speisungen des Randbaches erfolgen, wenn ein Föhn das erstarrte Wasser neu belebt, wie dies am 20. November der Fall war; doch kommen dieselben wenig in Betracht, und der Bach ruht bis zum Neubeginn der kräftigen Schneeschmelze auf der Eisoberfläche im Juni.

Von der Stärke des Randbaches hängt in erster Linie die Füllung der Randseen ab; wenn die Stauungsverhältnisse damit zusammenwirken, füllen sich deshalb die Seen schnell und mächtig im Juni und Juli, und entleeren sich wieder, wenn im September und Oktober die Zufuhr ausbleibt.

Die Stauung der Seen ist verschiedener Art. Sie kommt entweder dadurch zu stande, dass unterhalb der Erweiterung des Sees die Felsen nahe an

den Eisrand herantreten und ein Eissturz das Bett des Randbachs versperrt, wie es bei dem weiten Vortreten der Nischenwände besonders leicht eintreten kann, oder dadurch, dass der Randbach streckenweise unter dem Eise verschwindet und sein Kanal in der Tiefe zugedrückt wird. Von dem Eintreten eines dieser Fälle hängt es naturgemäss ab, ob die Seen sich überhaupt bilden.

In den beiden obersten Randseen habe ich keine erhebliche Stauung gesehen; sie waren nur je nach der Stärke des Randbaches mehr oder weniger gefüllt. Im Aufgangssee verästelte sich der Bach, als er im Juni anschwoll, vielarmig zwischen den Schottern und ebenso später noch einmal im September (Tafel 14), als er auszufrieren begann und die Zufuhr von Wasser noch nicht aufgehört hatte, in der Weise, wie es ausfrierende Bäche immer thun; aber zu einer tiefen Stauung kam es nicht, weil das Bett des Randbaches abwärts freigeblieben war.

Auch in dem dritten See am Boden der zweiten Nische konnte es zu einer kräftigen Stauung nicht kommen, weil sich das Eis auf den unteren Nischenrand nur niedrig heraufwölbte und ausserdem von einer Kehle unterhöhlt war, durch die das Wasser unter das Eis herabrieselte. Im Jahr 1892 besass dieser See ausserdem einen direkten Abflusskanal an seiner tiefsten Stelle unter das Eis (Tafel 15), so dass sein Boden vollkommen trocken gelegt war. Der letztere Umstand änderte sich nach dem Regen vom 20. November, indem die Decke der Grotte, die auf dem Bilde schon soweit heruntergedrückt erscheint, dass man nur kriechend hineingelangen konnte, während sie gleich dahinter über doppelt mannshoch war, gänzlich heruntersank und den Eingang verschloss. Hiernach sammelte sich bei dem anhaltenden Regen in zwei Tagen ein über 50 cm tiefer See. Viel weiter kam es nicht, da der Abfluss am südlichen Nischenrand freiblieb.

Weit mächtigere Stauungen hatten die beiden untersten Randseen auf der Tasiusak-Stufe. Von den Stauungen des Hüttensees kann Tafel 16 Zeugnis ablegen.

Die scharfe Grenze zwischen hellem und dunklem Gestein am Abhang der alten Moräne, welche durch den verschiedenen Grad der Bekleidung der Blöcke mit Flechten entsteht und sowohl im Hasensee, wie im Hüttensee etwa 20 m über dem heutigen Eisrand liegt, hat mit der Wasserfüllung nichts zu thun, sondern dürfte eine frühere Lage des Eisrandes anzeigen. Man kann sie aufwärts und abwärts von der Tasiusak-Stufe deutlich verfolgen, wie auch Tafel 17 zeigt, und findet ähnliche Höhenunterschiede gegen den heutigen Eisrand, wie auf der Tasiusak-Stufe. Man sieht aber ausserdem auf Tafel 16 einen scharfen, gradlinigen Einschnitt in den helleren Steinhang und in gleicher Höhe eine Wasserlinie im Eise, welche Tafel 42 in grösserem Maassstab aus der Nähe abbildet. Diese Linie verläuft horizontal, und unter ihr findet sich in der Eiswand die charakteristische polygonale Felderung, die immer entsteht, wenn eine Eisfläche längere Zeit mit Wasser in Berührung gestanden hat. Da die Felderung über der Linie nicht vorhanden war und diese selbst eine unzweifelhafte Wasserlinie ist, bezeichnet sie die Höhe des früheren Seestandes.

Die Füllung des Sees erfolgte in den Jahren 1891, 1892 und 1893 in sehr gleichmässiger Weise und ist im letzten Jahr von mir auch in ihren Anfängen beobachtet

E. v. Drygalski phot.

Randmoräne und ausgefrorener Randsee an unserer Aufgangsstelle auf das Inlandeis.

13. November 1892.



E. v. Drygalski phot.

Zusammengedrückter Abflusskanal des Randsees am Boden der zweiten Nische.

15. November 1892.

worden. Nach den warmen Winden des Winters hatte sich nur wenig Wasser gesammelt, welches an den tiefsten Stellen dicht am Eisrand stand. Auch die Wirkung des Frühjahrs blieb unmerklich, und erst im Juni begann eine sichtliche Füllung, die sich rasch beschleunigte und kurz nach Mitte Juli die alte Wasserlinie erreicht hatte. Darüber hinaus habe ich 1893 bis Ende Juli und 1892 bis Mitte August den See nicht wachsen gesehen, und das Einschneiden der tiefen Marke bezeugt auch, dass bei dieser Linie dem Wachstum eine Grenze gesetzt ist, wahrscheinlich, weil dann an irgend einer Stelle ein wirksamer Abfluss eintritt.

Der Bestand des Sees bleibt aber weit länger, und seine Entleerung erfolgt nicht vor Ende September. Erst dann wird der hauptsächliche Abflusskanal wieder eröffnet, welcher eine kurze Strecke unter dem Eis erfolgt und solange bei dem Austritt aus dem Eisrand durch heruntergestürzte Platten versperrt war. Also das Wachstum hört etwa zwei Monate früher auf, als die Entleerung eintritt; der See hatte eine Tiefe von fast 10 m erreicht und griff um die auf Tafel 16 sichtbare geschichtete Eiszunge bis in ein oberes Becken herum. Die Entleerung erfolgte erst, als sich auf dem Spiegel des Sees schon eine mehrere Centimeter dicke Eisdecke gebildet hatte und hinterliess an seinem Boden ein wildes Gewirre von Eisblöcken und Schollen.

Niederbrüche vom Eisrand erfolgen während des ganzen Jahres, gleichgültig ob der See trocken ist oder nicht, und die grösseren Blöcke halten sich erstaunlich lange; ich habe einen allerdings besonders grossen Block vom Juli 1891 bis Juli 1893 wohl mit schwindendem Umfang, aber immer an derselben Stelle gesehen. Die Eisblöcke frieren an den Boden fest und können sich dort den ganzen Sommer hindurch halten trotz der Wasserfüllung des Sees, welche ihre Schmelzung und ihre Loslösung beschleunigt. Von Zeit zu Zeit hört man allerdings den Seespiegel ohne zunächst erkennbare Ursache rauschen und sieht dann einen Block an der Oberfläche erscheinen, den das Wasser losgetaut hat; aber andere bleiben die ganze Zeit fest.

Es ist schwer zu sagen, ob die umherliegenden Eisblöcke älter sind, oder ob das besonders reiche Vorkommen am 1. Oktober, also kurz nach der Entleerung (Tafel 16), vielleicht mit dieser im Zusammenhang steht. Ich möchte das letztere für wahrscheinlich halten, da das Zerbrechen der Eiswände bei scharf einsetzendem Frost besonders lebhaft ist und auch die Entleerung des Sees infolge der vom Frost bewirkten Öffnung neuer Spalten eintreten kann. Die starken Schwankungen des Wasserspiegels, welche dem Niederbrechen von Eiswänden folgen, können ebenfalls zur Öffnung neuer Wege beitragen.

Auch der Hasensee unterliegt mächtigen Stauungen und trat z. B. im Juli 1893 durch den engen Hals, welcher die alte Moräne durchschneidet, bis in den dahinter gelegenen Tümpel hinein. Sowohl 1891 wie 1893 hatten sich ausserdem weiter abwärts eine ganze Reihe von einzelnen Stauungen gebildet, so dass der Eisrand wie von einem breiten Wasserstreifen begleitet erschien und ich 1891 an ein Hineingreifen des Fjordes längst dem Eisrande bis zum Hasensee dachte, welches

aber, wie ich mich später überzeugte, infolge der Höhenverhältnisse jener Gegend ausgeschlossen ist. 1892 war Mitte Juli sowohl der Hasensee, wie auch der Wasserstreifen abwärts vollkommen entleert, und nur einzelne Eisblöcke, die an den Wänden des Sees umherlagen, verrieten, dass er ebenfalls gefüllt gewesen war.

Der Abfluss des Hasensees erfolgt längst dem Eisrande, und deshalb müssen seine Stauungen, sowie die des Wasserstreifens weiter abwärts durch Veränderungen des Randes bedingt sein. 1893 fanden wir vor dem Eisstrom noch am 24. Juli die Stauung des Wintereises an der rechten Seite des Fjordes, was einer Verlängerung des Eisstroms an der Seite gleichkommt, 1892 war dieselbe schon am 16. Juli vollkommen beseitigt. Es ist möglich, dass diese Stauungen am vorderen Eisrand die Verschiedenheiten in der Füllung des Hasensees und des Wasserstreifens abwärts in den beiden Jahren zur Folge haben, zumal mit Packungen im Fjord auch Stockungen in dem Eisstrom selber eintreten, auf die ich später zurückkommen werde.

Durch die Entleerung der Randseen ist man in den Stand gesetzt, auch die Verhältnisse ihres Bodens zu untersuchen, und findet, wie in den Nischenseen, anstehende Felsformen, welche durch die Schuttabdachungen der heutigen und der alten Moränen teilweise verhüllt und verkleidet sind. Anstehender Fels, wie lose Blöcke zeigen meist einen dünnen Überzug eines gelblichen oder grünlichen feinen Schlicks, der sich an einzelnen tieferen Stellen, z. B. im Hasensee, auch etwas reichlicher angesammelt hatte. In diesem letzteren Randsee war das Material feiner, als in den oberen Seen, indem eine Schüttung von kleinen Steinen und Grand am Boden die sonst vorherrschenden groben Blöcke überwog, wie auch die Abdachung der alten Moräne hier feiner war, als oberhalb. Es mag das daran liegen, dass dieser See der unterste ist und das feinere Material hierher hinabgeführt wird; indessen waren auch grössere Steine in Menge vorhanden.

Was die Randseen für das heutige Inlandeis sind, bedeuten die Nischenseen für seine frühere Lage. Beide gehören den Nischen an, die ersteren der untersten, die letzteren einer höheren Stufe; bei beiden besteht der Boden teils aus anstehendem Fels, teils aus Schutt. Beide stellen also den oben charakterisierten Übergangstypus zu Felsbecken dar. Die Randseen stehen zu den heutigen Moränen in derselben Beziehung, wie die Nischenseen zu den alten, weil auch die ersteren den Eisrand besonders in den Nischen begleiten und streckenweise mit ihm eng verbunden sind. Viele ihrer Eigentümlichkeiten rühren allerdings daher, dass sie durch den Eisrand selber abgedämmt sind; doch würde dieser verschwinden, würden die heutigen Moränen seine stauende Wirkung in vielen Fällen ersetzen und die Randseen dann den Nischenseen vollkommen gleichen. Nur in einem Punkt sind sie von diesen verschieden, nämlich darin, dass sie in die alten Moränen zurückreichen und nicht, wie die Nischenseen, in anstehenden Fels; infolge hiervon tritt bei den Randseen der Einfluss der Felsformen noch weiter zurück.

Endlich möchte ich betonen, dass alle Seen des Nunataks erheblichen Schwankungen unterliegen; bei den Randseen habe ich es eingehend erörtert, bei



Aufwärts schwellende Eiszunge, Schichtung, Randmoränen, frühere Eisgrenze und Uferlinie des Hüttensees nach seiner Entleerung.

11. Oktober 1892.

den Nischenseen und den Felsseen mehrfach erwähnt. Bei den ersten ist dies in besonderem Maasse der Fall, weil sie mit dem leicht veränderlichen Eise in Berührung stehen; doch auch bei den andern sind die Schwankungen nicht gering, weil auch sie nicht durch ständige Bäche gespeist und entwässert werden. In Grönland ersetzt das Schwanken der Seen den Kreislauf des Wassers, welcher in anderen Erdräumen durch gleichmässiger und ständig fliessende Ströme ausgeführt wird.

In wie hervorragendem Maasse in Grönland die Seebildung zur Entwickelung gelangt ist, geht wohl aus der einzigen Thatsache hervor, dass der kleine Karajak-Nunatak über 100 Seebecken zählt; und der gleiche Charakter herrscht überall, selbst die ausgebildeten Thäler zerfallen in eine Reihe von Becken. Die Seebildung ist gegen die Thalbildung entschieden bevorzugt, und so übernehmen die Seen die Funktionen, welche in anderen Erdräumen die Flüsse erfüllen. Sie besorgen den Kreislauf des Wassers, indem sie die Niederschläge sammeln und mit grossen Oberflächen bei geringen Tiefen einer starken Verdunstung aussetzen. Wie sie ohne bestimmte Rinnen gespeist werden, werden sie also auch ohne solche entleert, und zur Entwickelung von Thalformen durch fliessendes Wasser bietet sich keine Gelegenheit dar. Ich wies schon im vorigen Kapitel auf die geringe Bedeutung der Wassererosion für die Thalbildung hin.

Bei dieser Art des Kreislaufes tritt auch keine Veränderung ein, wenn im Winter das Wasser erstarrt. Die Seen werden mit Eisdecken überzogen und vor weiterer Verdunstung geschützt. Die Niederschläge fallen als Schnee und verdunsten von den Felsenhängen wieder ebenso schnell, wie sie entstanden; niemals tritt für längere Zeit in der Nähe des Inlandeises eine tiefere Schneehülle ein, und das Land hat im Winter fast das gleiche Ansehen, wie im Sommer. Die Niederschläge verdunsten also, ehe sie auftauen und die Seen erreichen, und die Seen sind während der Zeit, wo die Zufuhr ausbleibt, gegen Verdunstung geschützt.

Der Kreislauf des Wassers in dieser Weise ist unentwickelt und nutzlos; es fehlen die Ströme, welche für das Land und seine Bewohner die Nutzbarkeit bedeuten. Zufuhr und Abfuhr der Niederschläge liegen ohne Verbindung nebeneinander. Und wo dem Lande selber jede Entwickelung und unter heutigen Verhältnissen auch die Möglichkeit der Entwickelung fehlt, da darf es nicht Wunder nehmen, wenn in den Bewohnern die Keime, die, wie im Lande, auch in ihnen liegen, ebenfalls nicht zur Entwickelung gelangen; so führt der Seenreichtum des Landes zu einer Betrachtung über seine ursprünglich rein physikalische Bedeutung hinaus.

Andere Eisspuren auf dem Karajak-Nunatak.

Ausser den alten Moränen und den Seen müssen wir noch auf andere Eigentümlichkeiten des Karajak-Nunataks eingehen, welche, wie jene, zu den

Wirkungen der früheren Vereisung gehören; es sind das zunächst die erratischen Blöcke und sodann Polituren und Schrammen.

Die erratischen Blöcke. — Sämtliche Felsoberflächen bis zu den Höhen sind von erratischen Blöcken leicht überstreut, wie es Tafel 17 von dem Abhang des Seebergs zeigt. Zwar erscheint auf diesem Bilde die Steinstreuung auf den Abhang der alten Moräne beschränkt; doch sieht man höher hinauf die einzelnen Blöcke nur weniger, weil die Felsabhänge des Seebergs weiter entfernt liegen. Man trifft sie aber auf dem Karajak-Nunatak überall und oft in den gewagtesten Stellungen an. Die Blöcke liegen teils unvermittelt auf den glatten Abhängen, teils in flachen Schalen der Felsoberflächen. In grösseren Eintiefungen, wie z. B. in der, welche unmittelbar oberhalb unseres Hauses am Abhange lag, sind sie in grösserer Anzahl vorhanden. Häufig liegt um die grossen Blöcke herum eine dünne Lage von kleinen Steinen und Erde, welche zu dem betreffenden Block gehört, als hätte sie sich nur durch seinen Schutz erhalten.

Die erratischen Blöcke erscheinen vielfach von Bedeutung für die Flechtenbedeckung der anliegenden Felsen, indem ein durch die Konturen des Blocks bestimmtes Stück der Oberfläche nebenbei von den schwarzen Flechten frei geblieben ist. Das im Sonnenschutz liegende Stück ist es nicht, wie ich mich mehrfach überzeugen konnte; doch muss ich die Frage offen lassen, welcher meteorologische Faktor hier in Betracht kommt. Ich vermute, dass es die Feuchtigkeit ist, weil die Flechtenbedeckung sonst an den feuchten Stellen am reichlichsten ist; man sieht z. B. oft in den Rinnen steiler Felswände förmliche Flechtenflüsse gebildet, die sich oben verästeln und unten zu einem dicken schwarzen Streifen vereinen.

Den Herkunftsort der erratischen Blöcke kann man selten bestimmen, weil das Gesteinsmaterial zu einförmig ist. Auf den Höhen im Hintergrund von Niakornak, also nördlich von unserer Station, findet man Blöcke eines dunklen Ganggesteins, die wohl nur dem an der Rabenklippe austretenden dunklen Gang entstammen können. Sie wären demnach eine kurze Strecke in der Richtung des Kleinen Karajak-Fjordes abwärts transportiert.

Dicht über unserem Wohnhaus lag ein einzelner Stein, dessen Herkunftsort man aus seinen Umrissen genau feststellen konnte, weil sie in die Konturen der anliegenden Felsfläche genau passten. Er war nicht weit transportiert, doch so bewegt worden, dass er etwa einen Meter von seinem Ursprungsort eine ganz sanft ansteigende Felsfläche aufwärts gerückt war.

Auch in der Senke von Tasiusak findet man mehrere Beispiele, wo Felsenplatten eine kurze Strecke verrückt worden sind, wie man aus ihren Konturen und denen der anstehenden Felsen schliessen kann. So fand ich zwei Stücke einer Platte in der Richtung der Tasiusak-Senke vom Karajak her von einander und von der Felskante, wo sie hineinpassten, einen sanften Felshang aufwärts gezerrt; doch betrug der ganze Transport nur etwas über 2 m. Eine 4 m breite, 6,5 m lange und 0,7 m dicke Felsplatte, nicht weit von meiner Beobachtungshütte, war sichtlich durch eine in der Richtung der Tasiusak-Senke vom Grossen Karajak gegen



E. v. Drygalski phot.

Erratische Blöcke, alte Moräne und frühere Eisgrenze am Abhang des Seebergs auf dem Karajak-Nunatak.

23. Oktober 1892.

die Stationsbucht hin wirkende Kraft verrückt; das gleiche gilt für einen durch Verwitterung besonders gelb gefärbten Block auf dem Ostabhang des Windfahnenbergs, wo die gelbe Farbe auf seinen wahrscheinlichen Ursprungsort hinwies.

Doch derartige Schlüsse, die sich auf die Konturen der Felsen gründen, wollen im ganzen wenig besagen, da sie ja nur ganz kleine Transporte beweisen. Wichtig ist nur, dass diese auf eine vom Grossen Karajak durch die Tasiusak-Senke nach dem Kleinen Karajak-Fjord gerichtete Kraft hinweisen und eine kurze Strecke aufwärts verlaufen. Wenn das Eis von Osten bis zur Höhe der Tasiusak-Senke emporgequollen war, ist diese Transportrichtung für die Felsformen der Senke die natürliche und steht auch mit der heute noch zu beobachtenden Bewegung im Einklang. Für einen längeren Transport nach Ausdehnung und Richtung beweisen die obigen Beobachtungen nichts, und dafür fehlt es an Anhaltspunkten, weil das Material zu gleichförmig ist; die erratischen Blöcke der Felsenhänge können ebensowohl der unmittelbaren Nähe, wie der weiteren Ferne entstammen.

Polituren und Schrammen. — Zu den Spuren der Kräfte, welche früher auf die Felsflächen des Nunataks eingewirkt haben, gehören endlich Polituren und Schrammen. Wirklich deutliche Schrammen sind im Gneissgebiet selten; doch man findet mehrfach eine feine Kritzung und zarte Liniierung polierter Flächen, die man als Schrammung bezeichnen muss. Diese folgt in der Tasiusak-Senke der Neigung der sanften Felsabhänge und deutet ebenso auf eine in der Richtung der Senke wirkende Kraft, wie es die erratischen Blöcke thun. In der Stationsbucht giebt es auf der Höhe über Niakornak leichte Schrammen im Sinne des Kleinen Karajak-Fjordes, und an der Steilwand einer niedrigen Stufe dort fand ich Kritzen von oben nach unten gerichtet. Auch die transportierten Blöcke zeigen eine gewisse Schrammung, sowohl im Gneiss, wie in dem dunklen Ganggestein.

Die Polituren sind nicht mehr so häufig, wie man es bei der allgemeinen Rundung der Felsformen bis auf die höchsten Höhen hinauf erwarten sollte, und zwar findet man sie auf den Höhen noch seltener, als auf den tieferen Teilen der Felsen. Immerhin kommen sie überall vor, sowohl auf den sanft von Osten nach Westen aufsteigenden Abhängen des Nunataks, wie an den steilen Wänden der sie durchbrechenden Kluftthäler, wie auch an den erratischen Blöcken oben und unten. Wie weit Polituren an den steilen Abhängen zum Kleinen Karajak-Fjord auftreten, kann ich nicht sagen. Wo unten niedrige Felsen vor den Wänden noch in den Fjord hinaustreten, wie bei Niakornak und einer Stelle am Südende des Nunataks, sind sie vorhanden; die Steilwände selber aber machen den Eindruck, als hätten sie mit derartig wirkenden Kräften nichts zu thun gehabt (vergleiche Seite 45 ff.).

Ich habe auf Seite 35 auseinandergesetzt, wie die Polituren sich abschälen. Man kann mit dem Messer hinuntergreifen und wenige Millimeter dicke Platten zusammenhängend abheben; ich beschrieb dies als die dritte Verwitterungsform des Gneiss. So darf es uns nicht Wunder nehmen, dass die meisten Felsflächen keine Polituren mehr tragen und die abgerundeten Formen im allgemeinen eine rauhe

Oberfläche haben; ja, bei der Leichtigkeit, mit der die Schälung erfolgt, ist es viel eher ein Wunder, dass überhaupt polierte Flächen heute noch vorhanden sind. Man könnte aus diesem Grunde die Frage aufwerfen, ob die Polituren notwendig als eine Wirkung der früheren Vereisung aufgefasst werden müssen.

In Grönland giebt es sichtlich auch andere Momente, die den Felsen das polierte Aussehen geben und mit der Bewegung des Inlandeises nichts zu thun haben. So erwähnt A. Jessen[1] Polituren, die durch Sandtreiben entstehen, und ich möchte auf einige Vorkommnisse hinweisen, die mit der Bewegung desjenigen Eises zusammenhängen, das in jedem Jahr entsteht und vergeht.

Hierher gehören in erster Linie die Polituren der Bachrinnen, welche bisweilen so ausgezeichnet sind, dass man sich darin zu spiegeln vermag, während die umgebenden Felsen, in welche die Rinnen eingetieft sind, wohl auch gerundet, aber nicht mehr poliert sind. So ist es z. B. bei dem Ausfluss von Tasiusak zum Hüttensee und in dem Bach am Inlandeisrand bei Sermilik. Auch die Bachgerölle können einen Glanz annehmen, welcher dem der Polituren nicht nachsteht. Wenn man beobachtet, wie im Herbst die Bäche in wiederholtem Wechsel erstarren und wieder zu fliessen beginnen, und wie sie häufig, durch Eisplättchen verdickt, sich langsam und träge über die Felsen dahinwälzen, dann erscheint es nicht wunderbar, dass in ihrem Laufe durch die Reibung der Eisplättchen und Brocken eine besonders schöne Glättung der Felsen entsteht. Ich erinnere mich allerdings nicht, auch gekritzte Polituren in Bachrinnen gesehen zu haben; doch ist das kein Beweis, dass sie nicht existieren oder sich nicht bilden können. Auch die Polituren der Felswände findet man teils mit den feinen Kritzen und Linien, teils ohne diese.

Zweitens kommen manche Glättungen im Niveau des Meeresspiegels den Polituren der Felsflächen vollkommen gleich, so z. B. die in der Strandlinie der Halbinsel Niakornak. Dort setzt sich in jedem Jahr ein Eisfuss fest, der sich mit horizontaler Oberfläche in den Fjord hinausbaut; bis er sich festgesetzt hat und wenn er sich löst, sind die im Wasser schwimmenden und durch die Gezeiten aufwärts und abwärts an den Felsen geriebenen Eisbrocken und Lamellen zweifellos ein sehr wirksames Agens, welches die Polituren der Strandlinien vollkommen erklärt. Bei Niakornak reichte die Glättung auf sanft geneigten Felsflächen noch über die Strandlinie hinauf; doch hier gerade sieht man auch die eisbeladenen Kalbungsfluten mit besonderer Kraft an den Felsen bis weit über die Gezeitenhöhe hinaufschälen, da die vom Grossen Karajak-Rand ausgehende Flut in der vorspringenden Halbinsel ein Hindernis findet. Es war ein gewaltiges Schauspiel, wenn die langgezogenen Wellen die Eisdecke des Fjordes weit umher zertrümmerten und mit den Schollen auf die Felsflächen hinaufrauschten.[2]

[1] Meddelelser om Grønland XVI, S. 104. Ähnliche Beobachtungen werden berichtet von Früh in „Archives scienc. phys.“ 30, S. 496 und Trautschold in „Bull. de Moscou“ 1892, 3.

[2] G. Hartmann berichtet in „Der Einfluss des Treibeises auf die Bodengestalt der Polargebiete“ (Inaug.-Diss. Leipzig 1891, S. 10; auch „Annalen d. Hydrogr.“ 1893) nicht nur über schleifende und polierende Wirkungen, sondern auch über Schrammenbildung durch Treibeis.

Drittens möchte ich die Frage aufwerfen, ob vielleicht auch die ganz feinen Eisbewegungen, welche mit der häufig wiederholten Verglatteisung der Felsflächen zusammenhängen, Polituren bilden, ob also auch dieser Vorgang das im einzelnen leisten kann, was die in Bachrinnen konzentrierte gleiche Kraft wirksam ausführt. Bei den stark durchkälteten Felsflächen auf der einen und den häufigen Temperatursteigerungen durch Föhnwinde auf der anderen Seite, ist die Verglatteisung der Felsflächen im Winter eine häufig wechselnde und ganz allgemein verbreitete Erscheinung, welche die Wanderungen dort plötzlich ungemein erschweren kann; ein besonders hervorragendes Beispiel schaffte der mehrfach erwähnte Regen vom 20. November 1892. Wenn dieser Vorgang zur Polierung der Felsflächen beiträgt, was mir an einzelnen Stellen wahrscheinlich erschien, wäre es erklärlich, dass polierte Flächen trotz der leichten Abschälung noch so häufig sind, weil sie sich heute noch bilden. Man könnte dann auch das Auftreten von Polituren an solchen Formen verstehen, die wegen ihrer Steilheit der Einwirkung des strömenden Eises schwerlich unterlegen haben. Wir sehen gerade das Eis im kleinen mitunter recht erhebliche mechanische Wirkungen verrichten, wie z. B. bei der Zertrümmerung der Zweige eines Waldes durch einen Reif; vielleicht gelingt es auch, den Einfluss des Glatteises auf die Glättung von Steinflächen klarer zu erkennen, als es mir trotz fortgesetzter Bemühungen möglich gewesen.

Die Felsformen. — Mögen nun auch die Polituren auf andere Weise entstanden sein, als durch die Wirkung strömender Eismassen, so ist doch die ganze Gestaltung der Felsen bis zu den grössten Höhen unzweifelhaft durch den Einfluss der letzteren bedingt. Gerade der Karajak-Nunatak bietet im einzelnen viele Beispiele für die Rundung auf der dem Eise zugekehrten Seite der Felsen, während die davon abgewandte einen schroffen, verwitterten Abfall besitzt. Ich erwähnte Beispiele hierzu von der Nordstufe, der Stirnspitze und der Tasiusak-Senke, ohne damit alle genannt zu haben. Dass der Nunatak auch im grossen den früheren Einfluss des Eises bekundet, zeigen die Tafeln 8—10; gerade hier kommt der Kontrast der beiden Formen des Gneisslandes zum vollendeten Ausdruck.

Viertes Kapitel.

Die Karajak-Eisströme und ihr Nährgebiet.

Die Schilderung des Karajak-Nunataks, welche den letzten Abschnitt erfüllte, gab den Überblick über ein Gebiet, mit welchem der Küstensaum im Inlandeise verschwindet; weil der Charakter der Küsten ein gleichförmiger ist, sind damit die allgemeinen Verhältnisse der äussersten Gegenden des Landes charakterisiert. Wir wenden uns nun zu einer Darstellung der äussersten Gebiete des Eises nach ihren Oberflächenformen und ihren Beziehungen zum Lande und bringen eine eingehende Schilderung zunächst, wie beim Lande, von einem verhältnismässig eng umgrenzten Bezirk. Naturgemäss wählen wir dafür die Gegenden, welche den Karajak-Nunatak umgeben, weil diese uns durch die Bearbeitung der Bewegungsverhältnisse am besten bekannt sind.

Überblick über das Inlandeis.

Für eine Betrachtung des Inlandeises im Karajak-Gebiet ist es nicht leicht, den richtigen Standpunkt zu finden, und man muss sagen, dass ein solcher, von dem man das ganze übersehen und beurteilen könnte, nicht vorhanden ist. Je nach dem Ort, von dem man sieht, wird man eine verschiedene Auffassung gewinnen, und je tiefer dieser liegt, desto bedingter wird auch das Bild.

Die dänische Karte giebt in der nordöstlichen Fortsetzung der beiden Karajak-Fjorde und in diesen selbst markierte Eisstreifen, welche sich mit geringem Schwung gegen Ost in das Innere hineinziehen. Einen gleichen Eindruck hatte ich am 3. Juli 1891 von der Ostwand des fernen Ainuk aus einer Höhe von etwa 600 m, und dieselbe Auffassung bietet eine Skizze Dr. Vanhöffen's, die im September 1892 von der Oberfläche des Inlandeises in der Nähe des oberen Inlandeissees gezeichnet ist und den Blick gegen den Rentier-Nunatak darstellt. So ist

derselbe Eindruck bei dem Überblick von einem tiefen, wie von einem hohen, aber fernen Standpunkt entstanden.

Anders ist das Bild, wenn man eine Höhe des Nunataks selbst, etwa den Inuk (610 m), den Seeberg (535 m) oder die Stirnspitze (666 m) gewinnt. Man glaubt dann in dem Inlandeis fern gegen Nordosten und Osten einen zusammenhängenden Höhenrand zu erblicken, von dem aus sich die Oberfläche zuerst mit schwacher, dann mit stärkerer Neigung gegen das Land im Westen hin senkt. Der Höhenrand, wie der Abfall ist sehr zerklüftet, doch nicht in einem Streifen in der Verlängerung des Fjordes, sondern in viel weiterem Umfang: das zerspaltene Eis strahlt radial von der hinteren Fjordöffnung aus und geht nur in der Nähe des Landes in ruhige Eisflächen über, welche im Schutz der hintersten Landecken liegen. Der kleine Rentier-Nunatak, den die Karte vor dem Nordende von Nugsuak angiebt, unterbricht den allgemeinen ostwestlichen Eishang (Tafel 18) und zwingt das zerspaltene Eis bis hart an den Rand von Nugsuak heran, so dass die Neigung des Eishanges dort aus der ostwestlichen zu einer mehr südnördlichen Richtung herumschwenkt und das Ausstrahlen der Spalten an jener Seite ganz zum Halbkreise hinter dem Fjord schliesst; der abgezweigte Arm fällt mit starker Neigung und in ansehnlicher Breite zwischen den Felsen hindurch und vereinigt sich dann wieder mit dem allgemeinen Eishang auf tieferem Niveau.

Kurz nach der Vereinigung, etwas östlich der Linie, welche Aufgangseck mit der Nordspitze von Nugsuak verbindet (Karte 2), sieht man in der Oberfläche des Eises eine linsenförmige Stauung, welche man als den Anfang des Grossen Karajak-Eisstroms bezeichnen kann; man wird dieselbe aus dem Vortreten des Landes von beiden Seiten am besten verstehen. Erst von hier an wird das Eis zum Teil in die Formen des Landes gezwängt und es beginnt, sich als Strom zu ordnen. Während sich die Eisfläche nördlich der Stauung noch weiter in starker Wölbung gegen die Nunatakstirne herabsenkt, lenkt die Hauptmasse gegen Südwesten ab; es erfolgt ein erster, steiler Abfall der Oberfläche um 100 m zu der Stufe von Tasiusak, dann in einer Höhe von wenig über 200 m, etwa 5 km weit, ein mässig geneigter Strom, dann ein zweiter, steilerer Abfall wieder um 100 m hinunter zum Fjord und hier eine letzte kurze Stufe in 100 m Höhe — stellenweise auch weniger — bis zu einem Steilrand im Meer.

Die Bewegungsverhältnisse bestätigen, dass von der oberen Stauung, östlich von Aufgangseck, an eine deutliche Bestimmung des Eisströmens parallel zu der Richtung der Felsen erfolgt; dieselbe greift sogar noch höher in den ostwestlichen Eishang hinauf. Und doch verschwindet der Eindruck des Vordringens gegen das Land, den die allgemeine Abdachung oben erweckte, mit dem Abfall zur Tasiusak-Stufe noch nicht, sondern findet sich in der ruhigen Eisbucht wieder, welche sich auf der Stufe senkrecht zur Richtung des Eisstroms, wie eine Gletscherzunge, in die Hüttenbucht des Karajak-Nunataks hineinsenkt. Wir werden sehen, dass die Bewegungsverhältnisse auch hier dem entsprechen. Es sind zwei Bewegungsarten messbar nebeneinander vorhanden, von denen die eine durch das allgemeine ostwestliche

Vordringen, die andere durch die einengenden Felsformen bedingt wird, und die erstere, der Charakter des Inlandeises, ist auf der Tasiusak-Stufe noch nicht vollständig in der letzteren, dem Charakter des Eisstroms, verloren gegangen.

Andererseits reicht umgekehrt der Einfluss der Felsformen über die obere Stauung in das Inlandeis zurück und trägt den Charakter des Eisstroms in den allgemeinen ostwestlichen Abhang der Höhe hinein; denn es herrscht vor der Nordstufe des Karajak-Nunataks ein langsames Strömen in dem Sinne des Grossen Karajak, welches im einzelnen auch in den Oberflächenformen merkbar ist. So bestehen Übergriffe hinüber und herüber, des Inlandeischarakters bis in die Gebiete des Eisstroms, wie umgekehrt; dieser entwickelt sich aus dem grossen Nährgebiet, ohne einen bestimmten Anfang zu haben, und eine Trennung ist weder in dem Wesen, noch in dem äusseren Anblick begründet. Man kann den Eisstrom von dort an rechnen, wo der Einfluss der Landformen über das unbedingte allgemeine Vordringen des Eises zu überwiegen beginnt, also von der oberen Stauung. Man muss sich dessen aber bewusst bleiben, dass eine bestimmte Grenze nicht existiert; er entwickelt sich aus einer für das Aussehen gleichförmigen Masse und behält deren Charakter auch dort noch teilweise bei, wo er in der Hauptsache schon ein deutlicher Strom ist.

Der hintere Höhenrand im Eise, von dem ich gesprochen, zieht östlich des Rentier-Nunataks in nördlicher und dann in nordwestlicher Richtung fort und schliesst das Bild auch hinter dem Kleinen Karajak-Fjord und dem Lande nördlich davon bis zum Sermilik. Anhaltend senkt sich von ihm die weite Eisoberfläche gegen das Land, nur dass in der Gegend des Sermilik der Abfall schneller erfolgt, weil die grösseren Höhen dort näher dem Lande liegen.

Dass der Kleine Karajak-Eisstrom das Bild nur unerheblich verändert, wird aus einer Betrachtung meiner Karte 2 ersichtlich sein. Wir sehen um seinen Hintergrund herum in der allgemeinen Abdachung der Oberfläche etwa in 700 m Höhe eine kurze Stufe sich abheben, und von dieser an zunächst einen schnellen, dann einen verlangsamten Abfall des Eises zum Kleinen Karajak-Fjord, wo es ebenfalls in einem Steilrande endigt (Tafel 8d). Das rechte Ufer des Fjordes tritt, noch bevor der Eisstrom den Meeresspiegel erreicht hat, nach Osten zurück und zwingt denselben in seinem untersten Teile zur Ausbreitung. Eine Folge ist die tiefe Bucht in der Mitte des vorderen Randes, auf die ich noch zurückkommen werde.

Die Verflachung der kurzen Stufe vor dem Abfall zum Fjord hat naturgemäss eine stärkere Neigung der Eisoberfläche an ihrer Umrandung zur Folge, da sie in die allgemeine Abdachung eingesenkt ist. Das ist im Hintergrund am deutlichsten und wird an der Nordspitze des Nunataks unmerklich. Auf der Stufe finden sich Spalten, welche, wie die Umrandung, die hintere Öffnung des Kleinen Karajak-Fjordes durchqueren und dadurch die Bedingtheit dieses Eisgebiets vom Fjord verraten. —

Die eben entwickelte Darstellung der Eisoberfläche hält auch der Prüfung im einzelnen Stand und wäre nur in einem Punkt zu ergänzen, nämlich darin, dass



Der Rentier-Nunatak im Inlandeise.
15. Juli 1893.

der Höhenrand im Hintergrund kein zusammenhängender ist, sondern wie auch die Abdachung zum Lande eine hügelige Form besitzt. Wenn man nämlich von einem tieferen Standpunkt den Eishang hinan sieht, erscheinen die Senken, welche die Hügel trennen, durch dahinter liegende Hügel ausgefüllt, so dass der Eindruck eines zusammenhängenden Höhenrandes entstehen kann; sucht man diesen jedoch zu erreichen, findet man ihn in eine Reihe unregelmässig verteilter und ungleich ausgedehnter, meist flacher Hügel aufgelöst, welche durch weite und ebenso wie die Hügel stark zerklüftete Senken voneinander getrennt sind. Wie weit dieser Charakter in das Inlandeis fortsetzt, kann ich nicht sagen; doch im Randgebiet war er vorhanden und liess sich bei manchen Ausblicken auch noch weiter nach Osten hin erkennen.

In den Eisströmen verliert sich die hügelige Form und macht einer mehr einheitlichen Wölbung von der Seite gegen die Mitte hin Platz. Auf dem Grossen Karajak erfolgte der Anstieg der Oberfläche in der Hüttenbucht sehr allmählich, doch weiter abwärts, wo das Eis zum Meer abfällt, sehr schnell, so dass die Höhen im Verlauf des Querschnitts dort im grössten Teil der Breite gleichmässiger sind. Auch der Kleine Karajak war nur an den Rändern stark gewölbt und gegen die Mitte hin schwächer.

Die Blauband-Struktur.

Wenn wir die Oberflächenformen des Karajak-Gebiets im einzelnen betrachten, so treten in erster Linie die beiden Hauptstrukturen des Eises bestimmend hervor, nämlich die Blaubänder und die Spalten.

Die Blauband-Struktur bleibt auf weite Strecken hin ihrer Richtung getreu und lässt dieselbe auch bei einem Überblick aus der Ferne derart erkennen, dass sie in erster Linie die Ordnung der Eisoberflächen bedingt. Sie besteht bald in ganz feinen Streifen, die sich durch eine dunkelblaue Farbe vor dem luftreicheren Eise der Umgebung auszeichnen und nach kurzem Verlauf, oben wie unten keilförmig zugespitzt, wieder verschwinden, bald finden sich lange Strecken hin verfolgbare Bänder, die mitunter eine Breite von 10 cm und darüber erreichen. Dieselben streichen ohne Unterbrechung über Buckel und Mulden fort, durchqueren auch Wasserlachen und Kryokonitlöcher, welche die Eisoberfläche bedecken, und enden, wie die feinen Streifen, oben und unten auskeilend. Ohne Blaubänder ist die Oberfläche nie, und häufig ist eine grössere Anzahl nebeneinander; ich habe in der Breite eines Meters bis zu 20 gezählt, von denen die meisten fadendünn, andere bis 3 cm dick waren. Wenn ein Band ausläuft, setzt ein anderes ein, so dass man den Eindruck hat, als verfolgte man immer weiter dasselbe Band, wenn man zufällig den Moment des Auskeilens übersehen hat; meistens aber verlaufen einige andere schon eine grössere Strecke nebenbei, so dass man das Aufhören des einen garnicht bemerkt.

Die Blaubänder setzen von oben her senkrecht in die Eismasse hinein, wie man an jeder Spalte beobachten kann, und lassen sich auch bis zu dem Untergrund hin verfolgen; denn ich fand in einem alten Flusslauf die Oberseite der Grotte von klaren blauen Bändern gestreift.

Bei der grossen Stätigkeit in der Richtung der Blaubänder, war eine Klasse von Unterbrechungen doch so allgemein, dass sie für das Inlandeis charakteristisch wird, nämlich kleine Verwerfungen an Querlinien, welche der Richtung der Spalten folgen. Das Bild (Tafel 19) zeigt solche Verwerfungen, deren Ausmaass hier, wie in der Regel, nur wenige Centimeter beträgt. Die Entstehung der Blaubänder mag es bedingen, dass Verwerfungen von grösserer Weite nicht eintreten oder dass man sie wenigstens nicht nachweisen kann. Bei der Geselligkeit der Blaubänder, die zu ihrem Charakter gehört, würde es schwer sein, bei grösserer Sprungweite die Zusammengehörigkeit zu erkennen; bei der vorkommenden geringen aber ist das nicht schwer und in der Regel nicht allein für eins, sondern für eine ganze Folge mit Sicherheit möglich.

Die blaue Farbe der Bänder rührt von einer grösseren Klarheit her, die sie vor der Umgebung auszeichnet und die durch die geringere Beimengung von Luftblasen bedingt wird. Bei Wanderungen über die Eisoberfläche markieren sie sich dadurch gleichmässig deutlich, sei es, dass alle Poren des Eises ausgefroren sind und der für die Monate September und Oktober charakteristische Zustand der Verglatteisung eingetreten ist, sei es, dass die Oberfläche durch die Sonnenstrahlen zerfressen wird und ein poröses, schlackiges Aussehen erhält (Juni—August). Dem letzten Zustand ist das Bild Tafel 19 entnommen.

In der Randzone des Eises nehmen sie an der Oberfläche häufig eine schmutzige Färbung an, so dass man sie als Schmutzbänder bezeichnen muss. Dieselben folgen aber genau der Richtung der blauen und gehören augenscheinlich eng mit ihnen zusammen, so dass ich sie nur für eine durch das Eindringen von Schmutz von oben her verunreinigte Abart halte, was bei der Lockerung der Oberfläche im Sommer und der Anreicherung von Staubbestandteilen in der Randzone leicht geschehen kann, da die Oberfläche der Blaubänder häufig ein wenig eingetieft ist. Die Vertretung der Blaubänder durch Schmutzbänder war auf der Tasiusak-Stufe häufig, während oben auf dem Inlandeis die reinen Blaubänder überwogen; unten war der Staub auch dichter und näher an der Oberfläche, als oben, und lag zeitweilig ganz frei.

Die Blaubänder an sich sind aus der Ferne natürlich nicht zu erkennen, doch wird ihr Streichen dadurch für die Ordnung der ganzen Oberfläche bestimmend, dass in ihrer Richtung lange Furchen in einem Abstand von 5 bis 6 m verlaufen, welche die Eisoberfläche auf weite Strecken hin, wie in Beete, zergliedern. Diese ziehen thatsächlich ohne Unterbrechung meilenweit fort, während die ihnen parallelen Blaubänder das nur unter fortwährender Ablösung thun. Ich habe die Richtung beider auf der Karte 2 eingetragen.

Auf dem ruhigen Eiskeil vor der Stirnseite des Karajak-Nunataks waren die Furchen etwa einen halben Meter tief, so dass sie dort nur eine flache Wellung



E. v. Drygalski phot.

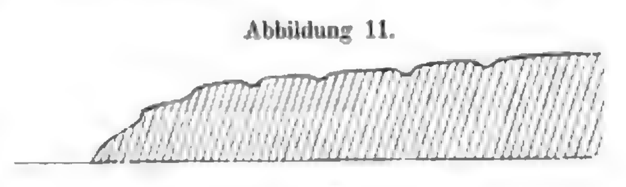
Blaubänder mit horizontalen Verwerfungen auf dem Inlandeise.

24. Juni 1893.

der Oberfläche bedingten. Dann vertieften sie sich schnell in der Richtung auf den Grossen Karajak-Fjord; bei der Marke 40 waren sie schon über mannstief und bei Marke 45 wurde man von den Rücken, die sie begrenzten, wie von hohen Wällen überragt. Von dem Buckel, auf welchem diese Marke stand und der zugleich die Höhe eines der vorher erwähnten Spaltenhügel darstellte, hatte man einen guten Überblick über das Inlandeis gegen den Grossen Karajak-Fjord hin. Ich hatte den Eindruck, dass die Furchen dorthin konvergieren und die durch sie begrenzten Beete sich, wie einzelne Ströme, aus dem Inlandeis zum Grossen Karajak sammeln. Sie schwingen sich, indem sie den Biegungen des Landes mit wachsender Entfernung davon immer abgeschwächter folgen, um die Stirnseite des Karajak-Nunataks herum und laufen gegen die Verengung bei Aufgangseck dichter zusammen.

In den unteren Teilen des Abfalls zur Tasiusak-Stufe haben die Blaubänder und Furchen einen quer gerichteten Verlauf und desgleichen unmittelbar am Fusse des Abfalls, doch ordnen sie sich bald wieder in der Längsrichtung (Tafel 20 und Karte 2). Das Bild (Tafel 20) ist aus diesem Abfall, etwa 30 m über der Eisoberfläche der Stufe, am 23. Oktober 1892 gewonnen, man sieht darauf in der Richtung der Furchen. Weil die Oberfläche am Fusse des Abfalls tiefer liegt, als weiterhin gegen die Mitte der Hüttenbucht und gegen ihr südliches Ende, hatte sich besonders viel Wasser gesammelt, welches die Längsfurchen erfüllte und langgezogene Seen bildete, die im Oktober schon ausgefroren waren. Es ist von besonderem Interesse, dass sich das Wasser trotz der vielen Spalten am Fusse des Abfalls halten kann; dieser Umstand beweist, dass die Spalten in ihren unteren Teilen zugedrückt werden.

Abbildung 11.



Furchung der Eisoberfläche.
Stark überhöht.

Die Furchen liegen beim Anfang der Tasiusak-Stufe am Lande ganz dicht nebeneinander und divergieren von hier gegen den zweiten Abfall des Eises zum Meer. Sie sind in der Nähe des Landes flach und werden mit wachsender Entfernung davon tiefer und tiefer; schon in 1 km Abstand wird ihr Boden von mächtigen Wällen überragt. Sie krümmen sich in die Hüttenbucht hinein, wie es auch der Eisrand thut; doch findet man das Maass der Krümmung abgeschwächt, je weiter man sich vom Lande entfernt. Zwischen ihnen und den Blaubändern besteht auf der Tasiusak-Stufe die gleiche Parallelität, wie auf den Höhen des Inlandeises.

Im Bereich der äussersten Wölbung des Inlandeises setzt die Oberfläche in etwa einen halben Meter hohen Absätzen an den Furchen zum Lande hinunter, so dass dieselben niedrige Stufen begrenzen und fast wie Verwerfungslinien erscheinen. Der Unterschied gegen diejenigen, welche man weiter vom Lande entfernt trifft, besteht aber nur darin, dass die Neigung der Oberfläche stärker ist, so dass die Eintiefung wie eine eingeschnittene Stufe erscheint (Abbildung 11). Nach der

ursprünglichen Anlage dürften diese Stufen aber den weiter nach innen gelegenen Furchen vollkommen gleichen; sie waren besonders schön zwischen dem Kleinen Karajak und dem Sermilik ausgebildet, wo sie auch parallel zum Eisrand verliefen.

Die soeben beschriebenen Strukturlinien werde ich als die Längsbänderung der Eisoberfläche bezeichnen, um Verwechslungen vorzubeugen, welche, wie auch Emden[1] hervorhebt, gerade bei dieser Erscheinung mehrfach vorgekommen sind; man muss von ihr die Querbänderung wohl unterscheiden, auf die ich gleich zu sprechen komme, weil diese mit den Spalten in Beziehung steht.

Die Längsbänderung entspricht der Erscheinung, welche aus den Alpen als Blauband-Struktur bekannt und beschrieben ist[2]; sie unterscheidet sich jedoch auf dem Inlandeis im Karajak-Gebiet von jener wesentlich durch die Richtung in Beziehung auf die Bewegung des Eisstroms. Denn während sie in den Alpen-Gletschern annähernd senkrecht zur Spaltenrichtung verläuft und die Gletscher mit thalabwärts konvex gekrümmten Bogen durchquert, folgt sie auf dem Inlandeis in abgeschwächtem Maasse den Krümmungen des seitlichen Landrandes und verläuft deshalb im grossen und ganzen in der Richtung der Bewegung des Eisstroms, indem sie die Spaltenrichtung unter spitzem Winkel schneidet.

Dieser Widerspruch, welcher an der Gleichartigkeit der Erscheinung Zweifel erregen kann, verschwindet, wenn wir das Verhältnis der Blauband-Struktur zur Bewegung des Inlandeises und nicht zu der des Eisstroms betrachten. Wir zeigen später, dass die erstere stellenweise ungefähr senkrecht zu der letzteren verläuft (Karte 2, vergleiche auch Seite 73) und sehen dann die Richtung der Blaubänder mit der Inlandeisbewegung in genau demselben Verhältnis, wie in den Alpen-Gletschern, nämlich in der Richtung der Bewegung abwärts konvex gebogen, während die Spalten davon unabhängig bleiben. Die Spalten werden durch die Bewegung des Eisstroms, die Blaubänder durch die des Inlandeises bestimmt; daher kommt das abweichende Verhalten der Richtungen beider gegeneinander in Grönland und in den Alpen-Gletschern.

A. Kornerup[3] erwähnt von dem Eisstrom von Frederikshaab eine Schieferung der Eisoberfläche, welche der Richtung nach der Blauband-Struktur der Alpen-Gletscher vollkommen entspricht; da er dieselbe jedoch auf die Zerklüftung des Eisstroms zurückführt, würde sie unter die soeben erwähnten Querbänderungen zu rechnen sein. Da der Eisstrom von Frederikshaab mit einer gewölbten Zunge auf dem Lande endigt und nicht mit einem Steilrand im Meer liegt, wäre es nicht wunderbar, dass eine Schieferung wie die Blauband-Struktur der Alpen-Gletscher und nicht wie jene des Grossen Karajak-Eisstroms verläuft. Auch die alpine ist von der aus Spalten hervorgehenden Querbänderung zunächst zu unterscheiden, sie kann jedoch später in dieselbe vollkommen übergehen, wie ich es auch auf den Küstengletschern

---

[1] R. Emden: Über das Gletscherkorn. Zürich, Zürcher u. Furrer, S. 35.
[2] A. Heim: Handbuch der Gletscherkunde. Stuttgart 1885, Abschnitt III.
[3] Meddelelser om Grønland I, S. 125.



E. v. Drygalski phot.

Wassererfüllte Blauband-Längsfurchen auf der Tasiusak-Stufe des Grossen Karajak-Eisstroms.

23. Oktober 1892.

Nord-Grönlands beobachtet habe; nur nimmt sie dann mehr die Form der Schmutzbänderung an. Kornerup's Schieferung ist deshalb sowohl nach dem Ursprung, wie nach der Form eine andere Erscheinung, als die Blauband-Struktur, die ich vom Inlandeise beschrieb.

Aus dem Karajak-Gebiet kenne ich keine Gegend, wo die Längsbänder zur Bewegung des Eisstroms in derselben Beziehung stehen, wie es von den Blaubändern der Alpen-Gletscher geschildert wird. Nur in den unteren Teilen des Abfalls zur Tasiusak-Stufe ist nahe am Lande der Ansatz zur Durchquerung des Eisstroms mit abwärts in der Bewegungsrichtung konvex gekrümmtem Bogen, doch der weitere Verlauf entspricht wieder der Bewegung des Inlandeises, also dem Vorrücken in die Hüttenbucht. Der Ansatz kann zu stande kommen, weil hier nur eine abwärts gerichtete Bewegung im Sinne des Eisstroms herrscht und die niedersteigende Masse sich an dem unten auf der Stufe lagernden Eise staut.

Da aber die Blaubänder des Grossen Karajak und seines Nährgebiets mit der langsamen Bewegung des Inlandeises in derselben Beziehung stehen, wie die Bänderung der Alpen-Gletscher mit deren Bewegung, kann man andererseits schliessen, dass sie auch dieselbe Entstehung haben. Sie sind hier, wie dort, in der Bewegungsrichtung abwärts konvex gekrümmt und haben also den Verlauf, den die Drucklinien der betreffenden Bewegung einnehmen; so wird die Blauband-Struktur auch auf dem Inlandeis durch Druck veranlasst sein, wie es A. Heim[1] und seine Vorgänger für die Alpen-Gletscher annehmen. Die Verwickelung des Problems durch die Bewegung der Eisströme trägt nur zur Bestätigung dieser Auffassung bei, worauf ich später zurückkommen muss, wenn ich die Strukturen auch aus anderen Gebieten beschrieben habe.

Emden[2] betont einen Zusammenhang der Blaubänder mit dem Auftreten der Wasserläufe; es ist aber zu bemerken, dass es allerdings sicher blaue Streifen giebt, die diesen Zusammenhang haben, dass jedoch die von den Alpen bekannte und von mir soeben für das Inlandeis behandelte Erscheinung der Blauband-Struktur damit nichts zu thun hat. Die Geselligkeit in derselben Richtung, das ununterbrochene Fortschreiten über Hügel und Spalten, Buckel und Mulden, die Durchkreuzung von Kryokonitlöchern und Wasserlachen, das Auskeilen oben und unten, der absolut gradlinige Verlauf — alles dieses lässt sich mit dem Charakter der Wasserläufe nicht vereinen, man müsste denn für diese eine Regelmässigkeit und eine Unbedingtheit vom Untergrunde annehmen, welche sie besonders bei so buckligen Flächen, wie sie das Eis hat, nun und nimmer besitzen.

Die Spalten.

Neben der Blauband-Struktur und der dazu gehörigen parallelen Furchung bestimmen die Spalten am meisten den Charakter der Eisoberflächen. Man kann

[1] Gletscherkunde, S. 188 f.

[2] Über das Gletscherkorn, S. 36 f.

im Karajak-Gebiet nach der Art der Zerklüftung drei verschiedene Gebiete unterscheiden, nämlich die Zone der Randspalten, die Zone der einfachen und die der mehrfachen Zerklüftung. Ich habe auf Karte 2 die erste wegen ihres beschränkten Raumes nur der Richtung nach anlegen können, dagegen die zweite und dritte auch nach der Stärke, und zwar die zweite nach Anzahl und Tiefe der auftretenden Spalten in zwei helleren blauen Farbentönen, die dritte, also das Gebiet der mehrfachen Zerklüftung, in dem dunkelsten Blau; die Richtungen sind nur dort eingetragen, wo sie direkt gemessen wurden.

Die Randspalten gehören, wie ihr Name besagt, dem äussersten Randstreifen des Eises an und finden sich besonders in der Umgebung der Randseen. Eine Anschauung von ihnen giebt Tafel 21, welche den Blick von dem Basispunkt B, Tasiusak, über den oberen Teil des Hüttensees auf die Tasiusak-Stufe am 15. November 1892 darstellt. Man sieht, wie die Risse den Einbruch des Randes, den der See verursacht hat, umkreisen. Der untere Teil des Hüttensees wird durch zwei vortretende Eiszungen in drei Teile geteilt, von denen jeder für sich von Randspalten umzogen ist; dieselben beginnen in den Eiszungen und krümmen sich von dort, nach rechts und links divergierend, um die Teile des Sees herum. An den Spalten brechen die äussersten Streifen des Eises ab und stürzen in das Becken hinein, und diese Abbrüche, welche man als seitliche Kalbungen bezeichnen muss, verursachen heftige Wallungen des Wasserspiegels und können, wie ich hervorhob, mit den Ausbrüchen der Randseen im Zusammenhang stehen.

Einzelne Randspalten waren immer vorhanden, aber in so bedeutender Zahl, wie sie Tafel 21 zeigt, traten sie nur auf, wenn ein scharfer Frost einsetzte, wie es in den Monaten September bis Dezember bei dem Nachlassen der Föhnwinde der Fall war. Unter jedem Tritt, welchen man mit den damals dringend notwendigen Eissporen über die spiegelglatten Eisflächen that, platzte ein Riss auf und löste den starken Spannungszustand, welcher infolge des scharfen Temperaturwechsels herrschte. Die unerhebliche Einritzung mit dem Eissporn war der Grund der Auslösung.

Folgte dann von neuem ein warmer Föhnwind, so wurden die meisten der frischen Risse wieder zusammengeschweisst, und man sah an den Stellen, wo sie gewesen, nur noch blaue oder schmutzige Streifen. Erstere unterscheiden sich von den blauen Längsbändern dadurch, dass sie fast ganz allgemein in der Mitte eine matte Fläche zeigen, während die Längsbänder einheitlich klar sind. Letztere entstanden, wenn der Wind Staub über die Eisoberfläche getrieben und, mit Schnee durchmengt, in die Risse geweht hatte, bevor sie sich wieder schlossen. Mit den der Schichtung oder den Blaubändern entsprechenden Schmutzbändern waren diese wegen ihrer Struktur und ihres Verlaufes nicht zu verwechseln.

Ein Wechsel zwischen dem Aufreissen und wieder Verschliessen der Risse war in den Herbstmonaten überaus häufig, und in kurzen Zeitunterschieden konnten die Eisflächen einen ganz verschiedenen Anblick gewähren. Einige Risse aber blieben immer erhalten, wurden im Sommer durch Wasser ausgespült und erweitert und gehörten dauernd zur Charakteristik der Eisbezirke in der Umgebung der Randseen.

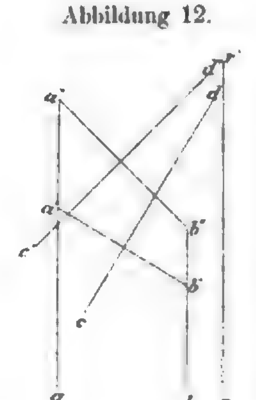


Bildung von Randspalten nach scharfem Frost.
15. November 1892.

Sie reichen nicht weit nach innen hinein, doch kommen sie sowohl beim Hasensee, wie beim Hüttensee mit dem zweiten Spaltentypus zur Interferenz.

Der zweite Typus besteht in einem System bestimmt gerichteter **einfacher Spalten**, die durch Bewegung entstehen; ich habe sie längs der ganzen Länge des Karajak-Nunataks verfolgt und auf der Karte verzeichnet. Sie finden sich ohne Komplikation auf der Höhe des Inlandeises vor der Nordstufe bis zu grossem Abstand vom Lande, in dem Abfall zur Tasiusak-Stufe und in dem Absturz des Kleinen Karajak nur in der Randzone, auf der Tasiusak-Stufe in dem in die Hüttenbucht hineingekrümmten Teile des Eises. Ich habe diese Spalten je nach der Zahl ihres Auftretens und der Weite der Öffnung auf Karte 2 mit den beiden helleren blauen Farben bezeichnet. Die gemessenen Richtungen geben die ausgezogenen schwarzen Striche darin. Wie man aus diesen ersieht, konvergieren die Spalten thalabwärts mit dem seitlichen Rande des Eises und demgemäss auch mit der Bewegung des Eisstroms. Der Konvergenzwinkel[1] ist vor der Nordstufe des Nunataks am grössten und nimmt mit der Annäherung an die Aufgangseeke bei Marke 45 ab, in weiterem Abstand von dem Lande ist er andererseits kleiner, als in geringem; die Spaltenrichtung nähert sich also gegen Aufgangseck und mit der Entfernung vom Lande im allgemeinen etwas dem zum Landrande parallelen Verlauf, während sie denselben vorher unter steileren Winkeln schnitt.

Abbildung 12.



Entstehung der einfachen und der Drehungs-Spalten.

Die einfachen Spalten muss man mit jenen vergleichen, welche Heim[2] von den Alpen-Gletschern her als Randspalten beschreibt, weil sie die Auslösungen der Spannung bedeuten, welche die vom Lande an gegen die Mitte zunehmende Bewegung hervorruft. Die Bewegungsrichtungen im Karajak-Gebiet stimmen damit überein. Heim führt an der angegebenen Stelle aus, wie in den Alpen-Gletschern die Bewegungsunterschiede innerhalb eines Querschnittes in der Nähe der Ränder am stärksten sind, und wie dieser Spaltentypus deshalb gerade die Ränder der Gletscher charakterisiert. Der Vorgang ist leicht zu verstehen. Wenn sich (Abbildung 12) der Punkt *a* bis *a'* bewegt und in der gleichen Zeit *b* nur bis *b'*, entsteht eine Spannung senkrecht zur Linie *a' b'*, und es bildet sich die Spalte *cd*,

---

[1] Ich bezeichne hier als Konvergenzwinkel den Winkel, welchen die Richtung des Randes, abwärts gesehen, mit der Richtung der Spalten, gegen den Rand gesehen, einschliesst. Spalten, die den Rand senkrecht schneiden, haben also einen Konvergenzwinkel von 90°, solche, die ihm parallel sind, von 0° (vergleiche Abbildung 12).

[2] **A. Heim**: Handbuch der Gletscherkunde, Stuttgart 1885, S. 205ff.

welche thalabwärts mit dem Rand rr' des Gletschers konvergiert. Der Konvergenzwinkel ($cd - rr'$) wird naturgemäss mit der Stärke des Unterschiedes der Bewegungen innerhalb eines Querschnitts wachsen und bei den verschiedenen Gletschern ein verschiedener sein. Dass Heim eine mittlere Grösse dieses Winkels angiebt, kann einmal darauf beruhen, dass exakte Messungen über die Grösse des Winkels von verschiedenen Gletschern nicht vorliegen, wie er hervorhebt, und so die etwaigen Unterschiede unbekannt sind, andererseits aber auch darauf, dass die Grösse in den kleinen und immerhin gleichförmigen Bewegungsverhältnissen der Alpen-Gletscher thatsächlich eine gleichmässige ist.

Bei den grossen Abmessungen des grönländischen Inlandeises machen sich die Unterschiede bemerkbar, wie sie von mir gemessen und in der Karte 2 eingetragen sind; dieselben bestätigen aber durchaus die Auffassung über den Ursprung dieser Spaltenart. Denn der Konvergenzwinkel ist am grössten, wo die Bewegung selbst am geringsten ist, das ist auf der Höhe der Nordstufe und in der Nähe des Landes; da hier geringe Bewegungen nach innen zu in stärkere übergehen, sind die Bewegungsunterschiede grösser, als in den Gegenden, wo selbst schon eine stärkere Bewegung herrscht, weil die letztere nur noch einer geringeren Steigerung fähig ist. In den Gebieten stärkerer Bewegung (Tasiusak-Stufe, Marke 45) ist der Konvergenzwinkel kleiner.

Man kann diese Spalten in Grönland nicht als Randspalten bezeichnen, weil man diesen Namen für den erst beschriebenen Typus richtiger in Anspruch nimmt, und ich wählte deshalb die Bezeichnung einfache Spalten. Auf den Eisströmen sind sie freilich ohne Verwickelung auch nur in den Randzonen zu finden, doch auf dem Inlandeise haben sie eine viel grössere Verbreitung, wie ich noch ausführen werde (Karte 2); so kommt ihnen auch aus diesem Grunde nicht die Bezeichnung Randspalten zu.

In der ersten Anlage sind die einfachen Spalten schmale kurze Risse, welche sich nach jedem scharf einsetzenden Frost in grosser Zahl, wie die Randspalten, öffnen und bei einem Temperaturwechsel ebenso schnell wieder schliessen; der Frost löst die Spannungszustände aus, welche infolge der Bewegungsverhältnisse in bestimmten Richtungen herrschen. Durch das Wiederzusammenschweissen entstehen die blauen Querbänder, welche man in Gemeinschaft mit den Längsbändern überall trifft, die sich jedoch von den letzteren mit Sicherheit unterscheiden lassen. Sie haben meist eine gleichmässigere Breite von wenigen Centimetern, folgen sich nicht so dicht wie die Längsbänder, haben eine geringere Länge und vor allen Dingen ganz allgemein eine matte Fläche in der Mitte, welche den Längsbändern fehlt; dieselbe entsteht durch das Zusammenschweissen der Wände der Risse. Bisweilen findet man auch noch eine Anordnung von Luftkanälen senkrecht zu der matten Fläche, wenn der Riss mit Wasser erfüllt war und ausfror. Den Übergang der Risse zu blauen Querbändern habe ich häufig beobachtet, so dass an der Entstehung der letzteren kein Zweifel besteht. Dieselben können auch als Schmutzbänder auftreten, wenn der Riss vom Winde mit Staub erfüllt oder an den

Spaltenwänden Lehm herabgespült war, wie ich es schon bei den Randspalten erwähnte.

Der häufige Wechsel zwischen Öffnung und Schliessen der Risse erfolgt überall; doch giebt es gewisse Gebiete, wo die Entwickelung der einfachen Spalten nicht darüber hinauskommt. Ich habe dieselben auf der Karte mit dem hellsten Blau bezeichnet. Ein solches Gebiet ist die Randzone in der Hüttenbucht jenseits des Bereiches der Randspalten, doch nur bis zu etwa 400 m Abstand vom Lande in der Mitte der Bucht; es verschmälert sich gegen die beiden Enden, um in den Abfällen von und zu der Tasiusak-Stufe ganz zu verschwinden, so dass es nur ein niedriges Segment des in die Hüttenbucht hineingekrümmten Eisgebiets ist. Auf der Höhe des Inlandeises liegt ein gleicher Bezirk an der Stirnseite des Karajak-Nunataks und wird durch die beiden Strahlen begrenzt, welche von Aufgangseck und von Nordeck ausgehend den Schutz dieser beiden Landecken gegen die Bewegung zu den Fjorden markieren. Auch dieses Gebiet hat nur die geringe Breite von etwa 3 km an der breitesten Stelle und verschmälert sich keilförmig gegen Aufgangseck, um im Abfall zur Tasiusak-Stufe ganz zu verschwinden.

Diese Eisgebiete machen einen überaus ruhigen Eindruck, zumal auf ihnen die Eintiefung der Längsfurchen auch nur gering ist. Die Anzahl der Risse wächst mit der Entfernung vom Lande und kann so bedeutend werden, dass ich vor der Nordstufe in 2 km Abstand auf einer Länge von 500 m einmal über 400 frische Risse und Querbänder gezählt habe. —

Jenseits dieser Gebiete gegen das Inlandeis hin werden nicht alle Risse nach kurzer Zeit wieder geschlossen, sondern bleiben und entwickeln sich zu wirklichen Spalten. Auf dem Grossen Karajak geschieht das ohne Durchkreuzung mit anderen Spalten nur in einem verhältnismässig schmalen Bereich, auf dem Inlandeise aber in viel grösserem Umfang; ich habe diese Gebiete auf Karte 2 mit dem nächst dunkleren Blau angegeben.

Die Entwickelung wird wesentlich dadurch unterstützt, dass das spülende Wasser die Spaltenansätze muldenförmig erweitert, sich auch nach der Tiefe eingräbt und breite Klüfte schafft. Ich habe es an verschiedenen Stellen beobachtet, dass im Verlaufe von Herbst und Winter die Spalten unten derart zugedrückt worden waren, dass sich darin stehendes Wasser halten konnte und ausfror; erst im Juni begann es auf dem Inlandeise wieder zu fliessen, und nun hörte man bald in der Tiefe der Klüfte das Wasser rauschen, ohne es sehen zu können. Das Einschneiden erfolgte auffallend schnell, was dafür spricht, dass auch in den zugedrückten Teilen noch manche Öffnungen bestehen geblieben waren.

Der grosse Einfluss des fliessenden Wassers auf die Öffnung der Spalten in Grönland ist neuerdings von T. V. Garde[1] mit Recht nachdrücklich betont worden. Ich habe die gleiche Überzeugung gewonnen; ich möchte jedoch bemerken, dass die Wasserthätigkeit nur dort klaffende Spalten schaffen kann, wo die Eismasse

[1] Meddelelser om Grønland XVI, S. 38f.

durch die Bewegungsverhältnisse dazu vorbereitet ist. Wo das nicht der Fall ist, erfolgt das Einschneiden der Wasserläufe in verhältnismässig flachen Rinnen, und nicht in Spalten.

Zum Beweis dient ein Vergleich zwischen dem ruhigen Eiskeil vor der Nordstufe des Karajak-Nunataks und den Gebieten östlich davon. Der erstere hat eine grosse Zahl von schmalen Rissen, doch die Wasserläufe durchqueren dieselben und haben sich scharf eingeschnittene, aber flache Rinnen gegraben, welche durch das Streichen der Risse wenig beeinflusst sind; in den letzteren dagegen hört man das Wasser in der Tiefe die Spalten durchrieseln und sieht dieselben oben ausgespült und erweitert. Der Unterschied zwischen beiden Gebieten besteht nicht darin, dass das letztere eine grössere Wassermenge hat — eher ist es umgekehrt —, sondern dass es einer stärkeren Bewegung unterliegt.

Dass das Wasser nur die durch Bewegung vorbereiteten Unterbrechungen der Eisoberfläche ausarbeitet, kann man ferner daraus ersehen, dass die Tiefe und Breite der muldenförmig ausgespülten Spaltenanfänge sowohl auf dem Inlandeise, wie auf dem Grossen Karajak mit der Bewegung zunimmt, wie es in gleichem Verhältnis ebenfalls die Längsfurchen thun, und von besonderer Wichtigkeit ist auch ein Vergleich zweier Gebiete, die J. A. D. Jensen[1] und A. Kornerup[2] an der einen, T. V. Garde[3] an der anderen Stelle beobachtet haben. Beide Gebiete waren durch ein förmliches Netz von Wasserläufen vollkommen kariert, doch lief das Wasser westlich von Jensen's Nunataks sichtlich in oberflächlich eingegrabenen, flachen Rinnen, während es Garde an der anderen Stelle nur in tiefen Schründen unten rauschen hörte. Das letztere Gebiet liegt oberhalb, das erstere unterhalb eines stark bewegten Bezirks, jenes wird durch die davon ausgehende Bewegung auseinandergezerrt, dieses durch die darauf zugehende Bewegung zusammengedrückt. Der Unterschied der Wasserwirkung beruht also wieder in den Unterschieden der Bewegung.

Es wird nun von den dänischen Forschern übereinstimmend betont, dass in dem Maasse der Zerklüftung auch die Formen des Untergrundes zum Ausdruck kommen, dass also auch jene Spaltenbildungen auftreten, welche von Heim[4] als Quer- und Längsspalten beschrieben und dadurch erklärt sind, dass die Eisoberfläche durch die Unebenheiten des Bodens in bestimmten Richtungen gespannt und gesprengt wird. Von den Küstengletschern Grönlands, besonders hervorragend von dem Asakak, lassen sich solche Fälle mit Sicherheit nachweisen, und auf dem Inlandeise werden sie zweifellos ebenfalls zu beobachten sein, wie auch F. Nansen[5] hervorhebt.

Im Karajak-Gebiet fällt der Beginn der stärkeren Zerklüftung jenseits des ruhigen Eisdreiecks mit dem Anfang deutlicher Hügelfolgen zusammen. Es ist

---

[1] Meddelelser om Grønland I, S. 61 und Tafel III.
[2] Ebendaselbst I, S. 119f.
[3] Ebendaselbst XVI, S. 33f. und 38, auch Tafel V.
[4] Gletscherkunde, S. 209ff.
[5] Petermann's Mitteilungen, Ergänzungsheft Nr. 105, S. 78ff.

mir indessen zweifelhaft, ob der hügelige Charakter der Eisoberfläche auf die Anzahl und die Weite der Spalten hier von Einfluss ist, weil dieselben sowohl die Hügel, wie die Mulden dazwischen durchziehen, und weil vor allen Dingen ihre Richtung sie als einfache Bewegungsspalten kennzeichnet. Es hat den Anschein, dass hier nur der Einfluss der Bewegung hervortritt. Auch von Garde[1] ist das Fortziehen weit geöffneter Klüfte über Höhen und Senken beobachtet worden.

Welche Arten von Spalten sich bilden, wird von der Mächtigkeit des Eises abhängen; da aber zum Beispiel bei meinen Marken 45–49 (Karte 2) in dem geringen Abstand von $1\frac{1}{2}$ km vom Lande sich schon eine gewisse Unbedingtheit von den Formen des Untergrundes kundgiebt, liegt der Schluss nahe, dass das in grösserer Entfernung, also bei wachsender Mächtigkeit, in noch höherem Maasse der Fall ist. Ich stimme deshalb F. Nansen[2] bei, wenn er meint, dass in dem Inlandeise die Bodenformen von Einfluss sein können, dass aber schon die Bewegung zur Bildung von Spalten genügt. In dem Aussehen der Spalten bei Marke 45 (Tafel 22) und jener, welche J. A. D. Jensen, A. Kornerup, F. Nansen, T. V. Garde von den Höhen des Inlandeises beschreiben, besteht eine grosse Ähnlichkeit; charakteristisch ist besonders der gleichmässige, parallele Verlauf und die Auflösung der Eisoberfläche in schmale Rücken. Da aber die auf Tafel 22 abgebildeten Spalten des Karajak-Gebiets ihrer Richtung wegen als Bewegungsspalten aufgefasst werden müssen, wird man den gleichen Ursprung auch für grosse Spaltenbezirke weiter nach innen zu annehmen können; den Beweis müsste eine Feststellung ihrer Konvergenz gegen die Richtung der Bewegung erbringen, welche auch bei den von mir abgebildeten Spalten hauptsächlich beweisend war.

Wenn nun von F. Nansen[3] berichtet wird, dass weiter nach dem Innern zu die Querspalten überwiegen, also ein steiler Konvergenzwinkel zur Bewegungsrichtung auftritt, so müsste man daraus schliessen, dass dort besonders starke Bewegungsunterschiede vorhanden sind, oder dass es sich um Bildungen handelt, welche etwa Heim's[4] Randklüften der Firnmulden gleichen. Die erste Annahme erscheint deshalb schwierig, weil alle Differenzierungen im Inlandeise erst in der Randzone eintreten und man also hier auch kräftigere Bewegungsunterschiede erwarten kann, als innen; die zweite Annahme würde eine Abhängigkeit vom Untergrunde verraten, welche mit der Mächtigkeit des Inlandeises schwerlich in Einklang steht. Derartige Erklärungen können eher bei der Stufe vor dem Abfall des Kleinen Karajak-Eisstroms zutreffen, wo ebenfalls ein Querstreichen der Spalten hervortritt.

Aber einmal giebt es nach F. Nansen im Innern auch anders gerichtete Spalten, und ferner liess sich dort naturgemäss ihr Winkel gegen die Richtung der Bewegung nur annäherungsweise bestimmen. Die Darstellung von J. A. D. Jensen[5]

---

[1] Meddelelser om Grønland XVI, S. 32, Tafel IV.
[2] Petermann's Mitteilungen, Ergänzungsheft Nr. 105, S. 83.
[3] Ebendaselbst, Ergänzungsheft 105, 1892, S. 78f. und 81.
[4] Gletscherkunde, S. 198f.
[5] Meddelelser om Grønland I, Kaart C.

zeigt auch für das Innere sehr mannigfach gerichtete Spalten, und man darf deshalb auf ein etwaiges Vorwiegen der Querspalten dort wohl keine weiteren Schlüsse begründen.

Der Einfluss der Bewegung auf die Entstehung der Inlandeisspalten ist allseitig betont worden; wenn ich denselben im vorhergehenden auf Verschiedenheiten in der Bewegungsintensität der Querschnitte zurückführte, habe ich ihn damit nur näher bestimmt. Diese Verschiedenheiten beruhen auch auf Bewegungsunterschieden in den unteren Lagen; aber es ist nicht, wie F. Nansen[1] meint, der Gegensatz der Bewegungsfähigkeit und der Bewegung zwischen oben und unten infolge von Temperaturdifferenzen, sondern Verschiedenheiten in derselben Höhe, welche der Spaltenbildung zu Grunde liegen. Temperaturdifferenzen kommen nur insofern zur Geltung, als sie die durch Bewegung geschaffenen Spannungszustände auslösen, wie es oben beschrieben und zuerst von K. J. V. Steenstrup[2] angedeutet ist; auch wird ihre Grösse für die Inlandeisströme von F. Nansen jedenfalls überschätzt. Ob Schwellungen in den unteren Eislagen, welche in ihrer Wirkung den Unebenheiten des Untergrundes gleichkommen müssten, das Problem der Spalten noch komplizieren, ist eine andere Frage; im allgemeinen werden Verschiedenheiten der Bewegung innerhalb eines Querschnittes zur Erklärung der Inlandeisspalten genügen.

Wie die Spalten sich in der Bewegung entwickeln und öffnen, so können sie sich ebenfalls durch Bewegung auch wieder rückbilden und schliessen. Sie unterliegen in dieser Hinsicht zunächst der Jahresperiode, indem sie im Winter zusammengedrückt und im Sommer durch die Wasserthätigkeit erweitert werden. Das Zudrücken erkennt man daran, dass sich stehendes Wasser in der obersten Erweiterung ansammelt und hält, wie später auch die zahlreichen Beimengungen von Wassereis in den schwimmenden Eisbergen beweisen; auch konnte ich es direkt beobachten, zum Beispiel in der Spalte, in welche ich eines meiner thermischen Kabel eingeführt hatte. Dieses war im Oktober 1892 bis 8 m in eine knapp mannsbreite Spalte hinuntergelassen und schwebte darin frei; im Juli 1893 war es unten fest in den Eiskörper eingefügt und konnte erst Ende Juli herausgeholt werden, als das Wasser die Spalte wieder ausgesägt hatte.

Abgesehen von diesen jährlich wiederkehrenden Verengungen, giebt es auch Gebiete, die denselben dauernd ausgesetzt sind. Die weitesten Spalten liegen auf den ebenen Höhen des Inlandeises, von denen die Bewegung ausgeht; unterhalb davon, besonders am Fusse stärkerer Neigungen, werden nur die Reste der früheren Zerklüftung, nämlich die zu tiefen Mulden ausgeweiteten Spaltenanfänge, aber nicht klaffende Spalten getroffen, wie J. A. D. Jensen[3], A. Kornerup[4], F. Nansen[5], T. V. Garde[6] übereinstimmend berichten und erklären.

[1] Petermann's Mitteilungen, Ergänzungsheft 105, Gotha 1892, S. 83.
[2] Meddelelser om Grønland IV, S. 79.
[3] Ebendaselbst I, S. 60f.
[4] Ebendaselbst I, S. 118ff.
[5] Petermann's Mitteilungen, Ergänzungsheft Nr. 105, S. 82f.
[6] Meddelelser om Grønland XVI, S. 37.



Parallel über Hügel und Senken fortziehende einfache Spalten auf dem Inlandeise.

24. Juni 1893.

Im Karajak-Gebiet war die sanft zum Hintergrund des Fjordes abgedachte Hochfläche des Inlandeises vor der Nordstufe des Karajak-Nunataks ein Gebiet vieler und weit geöffneter Klüfte (Tafel 22), während die unteren Teile des Abfalls zur Tasiusak-Stufe am Karajak-Nunatak nur mächtige Unebenheiten, aber keine klaffenden Spalten hatten (Tafel 20). Gleich unterhalb stellten auch diese sich wieder ein und blieben nun auf der Tasiusak-Stufe, wie in dem zweiten Abfall der Eisoberfläche zum Meer. In dem grössten, südlichen Teil des Eisstroms waren dieselben auch im ersten Abfall nicht verschwunden, sondern nur in der Nähe des Karajak-Nunataks, wo der Abfall besonders steil war. In dem Auftreten solcher Gebiete mit zusammengedrückten und wieder geschlossenen Spalten dürfte sich der Einfluss besonders starker Unebenheiten des Untergrundes kund thun, nach deren Überwindung die Bewegung des Eises eine Stauung erfährt.

Der grösste Teil von der Oberfläche der Eisströme ist nicht einfach, sondern mehrfach zerklüftet und auch im Inlandeis in der Umgebung des Rentier-Nunataks kreuzen sich verschiedene Richtungen (dunkelstes Blau auf Karte 2). Auf dem Grossen Karajak-Eisstrom tritt eine allmähliche Komplizierung ein, indem das Streichen der einfachen Spalten zunächst von einer Reihe anderer durchschnitten wird, welche einen grösseren Konvergenzwinkel zum Eisrand haben. Dieselben klaffen nicht weit, aber doch mehr, als die frischen Risse, die auf den Höhen und in den Tiefen der weiten Quermulden verlaufen, und schneiden halbquer durch die letzteren hindurch. Tafel 23 zeigt dieses Verhältnis. Man blickt in der Richtung eines erweiterten Spaltenanfanges, also einer Quermulde, und sieht an der rechten Seite des Bildes ein System von anderen Spalten die Wand und den Boden derselben zerschneiden. Auf der linken Seite tritt an der Eiswand eine Menge von blauen Längsbändern aus, deren Richtung mit jener der Quermulden einen spitzen Winkel bildet. Da in dem Streichen der Bänder auch ebenso tief, wie die Quermulden, eingesenkte Längsfurchen verlaufen, kann man sich eine Vorstellung von der Auflösung jener Eisgebiete machen. Es waren zwei tiefe Furchensysteme, die sich durchkreuzten; im Streichen des einen, der Querfurchen, war eine grössere Zahl von frischen Rissen und alles noch von dem letzterwähnten Spaltentypus halb durchquert. So wurden die Böden der Mulden vollkommen zerstückt und die Wände zu jenen stolzen, steilen Formen zugeschärft, welche die Bewunderung jedes Beschauers der Grönländischen Eisströme erregt haben.

Die letzterwähnten, halbquer gerichteten Spalten sind weiter geöffnet und deshalb offenbar älter, als die frischen Risse, und ich denke mir ihre Entstehung dadurch, dass die ersteren im Sinne der Bewegung gedreht sind; ich möchte sie deshalb als Drehungsspalten bezeichnen. Den Vorgang kann man aus Abbildung 12 verstehen. Wenn das Eisgebiet bei b' ständig hinter dem bei a' in der Bewegung bis b'' und a'' zurückbleibt, erhält die Spalte mit der Zeit in der Lage $c'd'$ einen grösseren Konvergenzwinkel zum Eisrand, als ihr bei der Anlage cd zukam; es findet also eine Drehung statt. Dieselbe kann solange erfolgen, bis die Spalte quer zur Richtung der Bewegung verläuft; geht sie darüber hinaus,

müssen die beiden Spaltenwände sich einander nähern, während sie sich vorher von einander entfernten, es muss mithin dann ein Schliessen der Spalten eintreten.

Ich habe nicht allgemein, aber doch an verschiedenen Stellen auf der Tasiusak-Stufe des Grossen Karajak durch Messung feststellen können, dass die Spalten in der That vom Oktober 1892 bis zum Juli 1893 eine geringe Drehung in dem angegebenen Sinn erfuhren, und ich meine deshalb, dass der geschilderte Prozess für die Gebiete der mehrfachen Zerklüftung in Betracht kommt. Es wird naturgemäss dabei manche Verwickelungen geben, und manche Frage bedarf noch der Klärung, vor allem die, wie es kommt, dass die frischen Risse auf der Tasiusak-Stufe dem Streichen der breiten Quermulden folgen, während die letzteren, die doch nach der obigen Darstellung nur die erweiterten Anfänge von Spaltenbildungen sind, noch weiter in demselben Sinne gedreht sein müssten, wie die heutigen Drehungsspalten, weil sie offenbar die ältesten Spaltenbildungen sind. Man kann diesen Widerspruch nicht dadurch erklären, dass die Quermulden Jahr für Jahr aus den frischen Rissen entstehen, weil ihre Formen wohl in jedem Winter abgeschwächt, aber nicht verwischt werden, und weil die Thätigkeit des nächsten Sommers stets an die vorhandenen Unebenheiten ansetzt. Diese hängen allerdings eng mit dem Maasse der Bewegung in jedem Gebiet zusammen; aber man darf deshalb nicht annehmen, dass sie so, wie sie sind, erst in jedem Bezirk entstehen, sondern man muss sie als das Ergebnis der Summe von Bewegungen auffassen, die sie durchgemacht haben. So können sehr starke Unebenheiten in Gebiete gelangen, in denen die Bewegungsverhältnisse nur ganz geringe ausbilden könnten, wie ich es von den Staugebieten am Fuss der Abfälle erwähnte. Wir müssen also die starken Unebenheiten als das Resultat einer längeren Entwickelung betrachten und ihnen infolgedessen ein höheres Alter zuschreiben, und das trifft ganz besonders für die Quermulden der Tasiusak-Stufe des Grossen Karajak-Eisstroms zu. Wenn hier nun trotzdem die frischen Risse in ihrem Streichen verlaufen, während die Drehungsspalten nicht unerheblich davon abweichen und die Tendenz zu kräftiger Drehung beweisen, bedarf es einer Erklärung, warum die tiefen Quermulden nicht noch weiter gedreht sind.

Ich habe den Winkel zwischen einfachen Spalten und Drehungsspalten an drei Stellen gemessen und auf der Karte 2 vermerkt. Der kleinste Unterschied der Richtungen zeigt sich dabei in der grössten Nähe des Landes; er wächst gegen die Mitte des Eisstroms und gegen den Abfall zum Meer hin, also mit der Grösse der Bewegung.

Es ist naturgemäss unsicher, aus diesen drei Fällen den Schluss abzuleiten, dass sich bei heftiger Bewegung zwei unter steilen Winkeln gekreuzte Spaltenrichtungen auf den Eisströmen jenseits der Randzone ausbilden müssen, zumal bei der Entstehung der Drehungsspalten noch manches Problem zu lösen ist. Indessen sei der Hinweis gestattet, dass die Grenzlage der einfachen Spalten mit wachsendem Abstand vom Lande, also mit wachsender Bewegung, parallel zur Bewegungsrichtung verläuft, weil die Bewegungsunterschiede und damit die Grösse der



E. v. Drygalski phot.

Gebiet der mehrfachen Zerklüftung auf dem Grossen Karajak-Eisstrom.

24. Oktober 1892.

Konvergenzwinkel abnehmen, und dass die Grenzlage der Drehungsspalten quer dazu liegt. So würden sich auf diese Weise die unter steilen Winkeln kreuzenden Spaltenrichtungen ausbilden können, welche in der That dem grössten Teil der Eisströme eigentümlich sind (Tafel 10). Die Oberflächen derselben sind allerdings so wild, steil und mannigfaltig gefurcht und zerrissen, dass jede Gesetzmässigkeit aufzuhören scheint. Sie zeigen die Summe aller der Vorgänge, welche sich im Verlauf der Zeit darin abgespielt haben: Furchungen, die lange vorher entstanden und ihre Richtung veränderten, Spalten, die frisch reissen und sich durch Drehung erweitern und kreuzen, Klüfte, die den Formen des Untergrundes ehemals ihre Entstehung verdankten und bei Erweiterungen in der seitlichen Begrenzung der Eisströme auch in der Radialrichtung brechen — alle diese Momente finden sich vereint in den Eisströmen wieder. Doch dürfte es auch ein vergebliches Unternehmen sein, die Spalten im einzelnen zu verstehen, so drängt doch der gewaltige Eindruck, den ein Inlandeisstrom erweckt, dazu, die Fäden zu suchen, die durch ihr labyrinthisches Formengewirre leiten können. Und dazu gehören die Drehungsspalten, welche wir auf der Tasiusak-Stufe des Grossen Karajak-Eisstroms in einer Übergangszone aus den einfachen Spalten hervorgehen sehen.[1]

Grundspalten. — Die Darstellung der Inlandeisspalten, wie ich sie soeben zu geben versuchte, nimmt für die überwiegende Zahl der Klüfte einen mehr dynamischen Charakter in Anspruch, als es die Ausführungen von Heim für die Spalten der Alpen-Gletscher thun. Die Bewegung tritt in den Vordergrund, der Einfluss der Bodenformen dagegen zurück. Einen nicht dynamischen Ursprung hatten nur einige der Bildungen, welche die Randseen umkreisen, während das in den Alpen-Gletschern auch bei den Quer- und den Längsspalten der Fall ist. A. Heim trennt theoretisch neben Rand-, Quer- und Längsspalten noch einen vierten Typus ab, den er als Grundspalten[2] bezeichnet; derselbe soll durch Unterschiede der Bewegung in der Vertikalen in gleicher Weise entstehen, wie die einfachen Spalten durch die in der Horizontalen, und man müsste auch sie dann als dynamische Bildungen fassen.

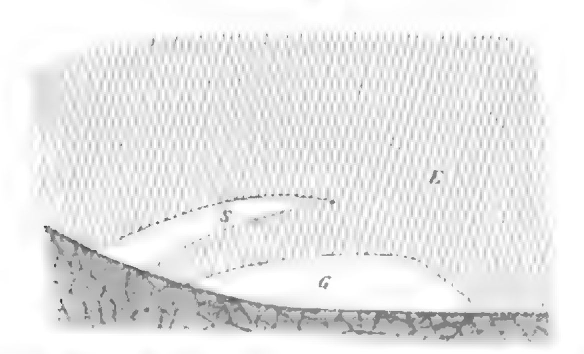
Ich habe dynamische Spalten dieser Art nicht kennen gelernt und glaube, dass die Bewegungsart des Eises bei einiger Mächtigkeit derartige Bildungen nicht zulässt, wie es auch Heim für mächtige Gletscher bezweifelt; dagegen könnte man hierher eine statische Spalte rechnen, welche Abbildung 13 darstellt.

[1] Nachdem ich das Problem der Inlandeisspalten hier auf breiter Grundlage behandelt habe, darf ich es mir wohl versagen, auf den Einspruch einzugehen, welchen F. Nansen in Petermann's Mitteilungen, Ergänzungsheft 105, S. 78f. und S. 83, gegen meine früheren Bemerkungen über Spaltenbildung in Grönland in der Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde, Berlin 1892, S. 17 und S. 30f. erhoben hat. Ich möchte nur betonen, dass der von Nansen bemerkte Widerspruch in meiner Darstellung nicht vorhanden ist, und dass gerade die beiden von ihm zum Beweis gegenübergestellten Citate bezeugen können, dass ich nicht eine so einseitige Auffassung des Spaltenphänomens hatte, wie es Nansen annehmen zu müssen glaubt. Ich hoffe, dass die jetzige ausführliche Darstellung das Missverständnis beseitigt.

[2] Gletscherkunde S. 212f.

Dieselbe bedeutet einen Vertikalschnitt parallel zum Eisrand gleich unterhalb der zweiten Nische; *F* ist der feste Felsboden und *E* das darauf lagernde Eis. Zwischen beiden waren nur wenige Steine und eine geringe Ansammlung von steinigem Lehm; meistenteils drückte das Eis auf den anstehenden Fels. *G* stellt den Hohlraum dar, welcher im Sommer an vielen Stellen unter dem Eise am Rande entsteht. Derselbe ist meist so niedrig, dass man kaum hineinkriechen kann, und wird am Boden von unstäten, feinen Wasserfäden überrieselt; hier war

Abbildung 13.



Vertikalschnitt durch die Grotte und die Grundspalte der zweiten Nische.

er etwas höher und bildete eine kleine Grotte, welche durch eine Eiszunge, die sich an dem Spalt *S* losgelöst und auf den Boden herabgesenkt hatte, in zwei Teile geteilt wurde. *S* kann man als Grundspalte bezeichnen; sie verlief mit geringer Hebung in der Richtung der Bewegung und keilte bald aus.

Ich denke mir diese Spalte durch Ablösung einer Schale von der Decke der Grotte infolge von Temperaturspannungen entstanden und möchte sie deshalb unter die statischen rechnen. Schalenförmige Ablösungen fand ich auch bei dem Austritt des Baches, welcher den Hüttensee entwässerte; die Spalten verliefen an der linken Wand des Baches von oben nach unten, und die Schalen, welche durch sie abgetrennt wurden, bogen sich über den Austritt des Kanals nieder und verengten ihn derart, dass man nur mit Mühe hinein konnte. Auch diese Ablösung möchte ich durch Temperaturspannungen erklären.

Die Wasserläufe.

Die beiden bisher behandelten Strukturen des Eises, Blaubänder und Spalten, bilden ein veränderliches Koordinatensystem, dessen Axenrichtungen sich unter mehr oder weniger spitzen Winkeln durchsetzen. Die dritte Strukturart sind die Schichten, welche jedoch nur dem äussersten Randgebiet eigentümlich sind und zur Charakteristik der Eisoberflächen im allgemeinen nicht beitragen; ich wende mich deshalb zunächst zu den Erscheinungen, welche in deutlicher Unterordnung unter die beiden

Hauptstrukturen den Charakter des Inlandeises im einzelnen bestimmen: es sind dies die Wasserläufe und die Staublöcher.

Die Thätigkeit des Wassers beginnt auf den Höhen des Inlandeises im Karajak-Gebiet in der ersten Hälfte des Juni und schliesst am Anfang September; sie entwickelt sich zunächst schnell und kräftig, nimmt aber vom Juli an, wenn die Bachrinnen vom Winterschnee gesäubert sind, wieder ab. In den tiefer gelegenen Teilen des Grossen Karajak-Eisstroms rücken beide Termine etwas weiter hinaus, doch ist es mehr dadurch, dass die Kraft der Föhnwinde die erstarrte Natur dort häufiger belebt, wie in höheren Regionen, als dass die Temperaturunterschiede der Höhe die niedrigen Gebiete so viel günstiger stellen. Die Entfesselung des Wassers ist weniger von den Lufttemperaturen, als von der Sonnenstrahlung abhängig, und bei dieser sind die Unterschiede zwischen Höhen und Tiefen weniger merkbar. Aber die Föhnwinde vermögen auf der Tasiusak-Stufe, in 200 m Höhe, noch im November die gefrorenen Bäche neu zu beleben, während bei 700 m Höhe auf dem Inlandeise schon im September ein mehrere Tage anhaltender Föhn keinen merklichen Umschwung erreichte. Allerdings kehrt die Natur auch auf der Tasiusak-Stufe nach dem plötzlichen Erwachen bald wieder in die frühere Starrheit zurück. Die Thätigkeit des Wassers ruht demnach überall den grössten Teil des Jahres hindurch; doch die Formen, die sie in der kurzen Zeit ihres Wirkens geschaffen, bleiben bestehen und werden immer wieder benutzt.

Die Bachläufe folgen bisweilen den langen Furchen, die den Blaubändern parallel sind, und tragen dadurch zu ihrer Weitung und Vertiefung wesentlich bei. Auf den Spalten, welche die zwischen jenen gelegenen Rücken durchschneiden, setzen sie von einer Furche zur andern hinüber, wenn die Spalte nicht schon soweit ausgearbeitet ist, dass der Wasserlauf darin vollkommen verschwindet. Die Abhängigkeit zeigt sich naturgemäss hauptsächlich in jenen Gebieten, wo Furchen und Spalten bedeutender sind.

Auf den ruhigen Teilen des Eises folgen die Bäche der natürlichen Neigung der Oberfläche. So entwickelt sich ein weit verästeltes Bachsystem zwischen den beiden Hügeln, welche in der Gegend der Marken 2 und 20 kulminieren, und strömt eine Strecke parallel dem Rande des ruhigen Eises, um sich dann in der Gegend meiner Basis zum Lande hinunter zu wenden. Ein ähnliches System entwickelt sich aus dem Hügel der Marke 45; überhaupt ist die ganze ruhige Eisfläche vor der Nordstufe an Bachrinnen reich. Sie durchqueren die flachen Längsfurchen und eilen in parallelen Läufen zum Lande hinab, um den Randbach zu speisen; den Austritt einer solchen Rinne aus dem Eisrande zeigt Tafel 24.

Einen besonders reissenden und kräftigen Bach trafen wir zwischen dem Kleinen Karajak-Eisstrom und dem Sermilik. Er entwickelt sich in der Mulde, welche ich auf der Karte 2 angegeben habe, aus mehreren flachen Armen, die man gut überschreiten konnte, doch bald wird sein Bett steilwandig und über mannstief; er strömt am Fusse einer Hügelreihe gegen den Absturz des Sermilik hin, wie es Tafel 25 zeigt.

Einen langen Lauf haben die Inlandeisbäche nicht, wie es schon Nordenskiöld[1] und J. A. D. Jensen[2] hervorheben, weil sie bald in einer Spalte verschwinden oder in einer Gletschermühle wirbelnd in die Tiefe hinabstürzen. Da ihre Betten sehr steilwandig sind, kann man sie mit Schlitten nur mit Mühe passieren, auch wenn das Wasser schon erstarrt ist; Nordenskiöld giebt deshalb den Rat, dem Laufe abwärts zu folgen, bis der Bach im Eise verschwunden ist, und ihn so zu umgehen.

Auf den spaltenreichen und tiefer gefurchten Teilen der Eisoberflächen kommt es kaum zur Entwickelung von sichtbaren Bächen, doch überall rieseln schmale Wasserfäden an den Wänden hinab. Was daher von der Oberfläche bei der Durchkreuzung der Längsfurchen und Spalten noch zusammenhängend stehen bleibt, wird auf diese Weise weiter zerteilt, und so entsteht die bucklige Form, welche die Oberflächen im einzelnen charakterisiert. Die Eiskasten werden zu Kuppen gerundet und die Rücken zwischen den Spaltenzügen in eine Reihe von Hügeln aufgelöst. Je tiefer die Hauptstrukturen ausgeprägt sind, desto stärker werden auch die Höhenunterschiede der Buckel und Senken; gegen das Land hin findet eine Ausebnung statt, aber völlig eben sind die Eisflächen nie.

Die Buckelung verflacht sich im Winter, wenn die Wasserthätigkeit ruht, ohne ganz zu verschwinden; der Sommer findet die Reste der alten Formen vor und vertieft sie von neuem in dem Ausmaasse des vergangenen Jahres. Es geht hiermit, wie mit den steilwandigen Bachkanälen, den Spalten und den Längsfurchen der Blaubänder; alle haben bezüglich der Grösse eine Jahresperiode, aber bezüglich der Lage, soweit das die Bewegung des Eises gestattet, einen bestimmten Bestand, den auch die Staublöcher und die Schichten besitzen.

Jenseits der Randzone des Inlandeises werden nach den Schilderungen von A. E. Nordenskiöld[3], F. Nansen[4] und T. V. Garde[5] keine Wasserläufe mehr getroffen, und die Buckelung giebt einer völlig einförmigen Ausebnung Platz; in einer Übergangszone beobachteten Nordenskiöld und Garde die Durchtränkung der obersten Schneelagen zu einem wässrigen Brei oder, wie sich Garde treffend ausdrückt, zu einem porösen Gewebe (*porøst Vaev*). Ich habe den gleichen Zustand im Karajak-Gebiet in geringeren Höhen Mitte Juni gesehen, als der Schmelzprozess eben begonnen hatte, und zwar in den Wasserrinnen, welche im Winter mit Schnee erfüllt waren. Er findet sich auch auf dem Eise der Fjorde, wenn dasselbe sich zu lösen beginnt; ich komme später darauf zurück.

[1] A. E. Frhr. von Nordenskiöld: Grönland, seine Eiswüsten im Innern und seine Ostküste, Leipzig 1886, Kapitel IV und V.
[2] Meddelelser om Grønland I, S. 52 f.
[3] Grönland, Karte Nr. 2.
[4] Petermann's Mitteilungen, Ergänzungsheft 105, S. 85.
[5] Meddelelser om Grønland XVI, S. 42.



E. v. Drygalski phot.

Austritt eines Oberflächenbaches aus dem Inlandeisrande; Grundmoräne.

16. Juli 1893.



E. v. Drygalski phot.

Plötzlicher Anstieg der Eisoberfläche zu einem Spaltenhügel, und Inlandeisbach.

9. Juli 1892.

Die Kryokonitlöcher.

Neben dem fliessenden Wasser spielt das stehende auf den Eisoberflächen eine bedeutsame Rolle und trägt dadurch, dass es wieder gefriert, stellenweise auch zur Vermehrung der Eismassen bei.

Es bildet teils die Ausfüllung zusammengedrückter Spalten oder verschlossener Furchen und kann dabei eine solche Ausdehnung erreichen, wie es auf Tafel 20 dargestellt ist. Teils steht es in den natürlichen Senken der Eisoberflächen und bildet kleine Seen, die sich durch ihre schöne blaue Farbe auszeichnen, wie zum Beispiel bei Marke 51; teils füllt es die hoch umrandeten Kaulen, welche zwischen den Spitzen und Kasten der stark bewegten Gebiete durch Erweiterung der Spaltenanfänge entstehen, wenn ein Abfluss infolge der Zusammenpressung der Spalten unten nicht vorhanden ist. Ein solches Bild zeigt Tafel 26 aus dem Abfall des Inlandeises zu der Stufe von Tasiusak; die Kaule ist von oben nach unten ausgefroren und die Eisdecke durch die Ausdehnung des darunter gefrierenden Wassers an verschiedenen Stellen aufgetrieben und gesprengt. Besonders das in diesen Kaulen und in den Spalten gefrierende Wasser wird durch die Bewegung in die Eismasse eingefügt und verknetet, so dass es als Bestandteil des Eisstroms bestehen bleibt, während die Seen, weil sie in ruhigeren Eisgebieten liegen, sich im nächsten Frühjahr wieder dort öffnen, wo sie erstarrt waren, und deshalb einen mehr stabilen Charakter besitzen.

Weitaus die grösste Menge des stehenden Wassers gehört den sogenannten Kryokonit- oder Staublöchern an, welche in schier unzählbarer Menge die Eisoberflächen in der Randzone förmlich durchlöchern. Im Innern des Inlandeises fand F. Nansen[1] keinen, und an der Ostküste nur sehr wenig Kryokonit. Auch für den südlichsten Teil des Inlandeises berichten T. V. Garde[2] und A. Jessen[3] über einen auffallenden Mangel an Löchern, während an der Westküste die Kryokonitzone nach Norden zu eine grössere Breite, bis zu 100 km, erreicht.

Die Kryokonitlöcher entstehen durch das Einschmelzen von Staub, welcher sich im Laufe der Zeiten auf den Eisoberflächen gesammelt hat. Nordenskiöld[4] gab demselben den Namen Kryokonit (Eisstaub) und war der Ansicht, dass er zum Teil meteorischen Ursprungs sei, weil die Ruhe des Inlandeises den in ganz geringen Mengen zur Erde fallenden kosmischen Staub ansammeln könne. Es liegt jedoch kein zwingender Grund vor, dem Eisstaub einen nicht lokal terrestrischen Ursprung zuzuschreiben, weil seine Verbreitung in sichtlicher Beziehung zum anliegenden Lande steht und seine Zusammensetzung keinen anderweitigen Ursprung beweist; so haben sich auch verschiedene Forscher schon in

[1] Petermann's Mitteilungen, Ergänzungsheft 105, S. 89.
[2] Meddelelser om Grønland XVI, S. 42.
[3] Ebendaselbst S. 102.
[4] Grönland, Leipzig 1886, S. 197 ff. und an anderen Stellen.

diesem Sinne geäussert. Die von uns mitgebrachten Proben lassen ebenfalls die Annahme eines lokal terrestrischen Ursprungs zu; sie sind (vergleiche die Analysen Kapitel 15) mit organischen Bestandteilen stark durchsetzt, was durch Verwehung oder auch durch Tiere geschehen kann, da ganze Völker von Schneehühnern in der Nähe des Landes auf den Eisflächen zu treffen sind und auch Raben, Füchse und Rentiere kurze Vorstösse in die Eiswüsten wagen.

Form der Kryokonitlöcher. — Die Kryokonitlöcher sind steilwandige, senkrechte Röhren und haben die Gestalt eines kreisrunden, seltener die eines elliptischen Cylinders. Im Sommer sind sie meistens bis in die Nähe des oberen Randes mit Wasser gefüllt und am Boden mit dem dunklen Staub bedeckt; im Winter sind sie sämtlich ausgefroren und zwar derart, dass ein dunkelblauer Mantel einen dünnen weissen, cylindrischen Kern umgiebt. Ersterer hebt sich durch die Farbe von dem weisslicheren Eise der Umgebung des Loches ab, letzterer entsteht dadurch, dass sich die im Wasser enthaltene Luft beim Gefrieren, welches von den Wänden ausgeht, nach der Mitte hin sammelt. Von dem weissen Kern strahlen Luftkanäle radial durch den blauen Mantel bis zu den Wänden hin aus. Ich habe ganz ähnlich aussehende Eisbildungen herstellen können, wenn ich Wasser in Reagenzgläsern in einer Kältemischung gefrieren liess; das Wasser erstarrte dann, wie überall, zu hexagonalen Plättchen, an deren Kanten sich die Luftbläschen zu Reihen anordneten, und da die Plättchen meistenteils gegen die Mitte hin strahlten, erhielten die Luftreihen eine radiale Stellung, welche noch erkennbar blieb, wenn die Plättchen schon so dicht aneinander gelagert waren, dass man sie selber nicht mehr zu unterscheiden vermochte. Wenn man während des Gefrierens einen Glasstab in das Gefäss einführt, kann man in der Anordnung der Luftkanäle beliebige, durch Drehung des Stabes auch wirbelförmige Veränderungen schaffen.

Das Gefrieren des Wassers in den Kryokonitlöchern, die vollkommen die Form von Reagenzgläsern haben, erfolgt derart, dass sich zunächst auf der Oberfläche eine Eislage bildet, welche von den Wänden ausstrahlt und mit diesen in festem Zusammenhang bleibt; dadurch wird das Gefäss nach oben hin sicher verschlossen. Bei der Fortsetzung des Gefrierprozesses entsteht im Wasser darunter wegen der Ausdehnung beim Gefrieren ein Überdruck, den man stets merkt, wenn man die oberste Eisdecke durchstösst, indem das Wasser dann lebhaft hervorsprudelt. Der Druck wird in der Regel so stark, dass er von selbst die obere Eisdecke zersprengt, und man findet die Auftreibungen, welche Tafel 26 zeigt, fast in allen Kryokonitlöchern, nur dass sie bei diesen die ganze Breite des Loches einheitlich umfassen, während man auf Tafel 26 in einer Kaule mehrere Auftreibungen nebeneinander sieht. Das Ausfrieren der Löcher geht sehr schnell vor sich, da sie nur eine geringe Tiefe besitzen; im Herbst 1892 hatten sie am 8. September eine dünne Eisdecke, wenige Tage darauf waren die meisten Decken gesprengt, und am 17. September war auch aus den tiefsten kaum mehr Wasser zu erlangen.

Ähnlich schnell erfolgt die Wiedereröffnung der Löcher im Juni. Die länglich gestalteten und, wie die Luftkanäle, radial gelagerten Eiskörner lockern sich



v. Drygalski phot.

Auftreibungen der Eisdecke in einem ausgefrorenen See auf dem Grossen Karajak-Eisstrom.

23. Oktober 1892.

leicht von den Bruchlinien aus, an denen die obersten Teile des Eiscylinders zersprengt sind. Da derselbe, wie die Wasserfüllung des Sommers, nicht bis zum oberen Rand der Löcher reicht, kann sich darüber auch Wasser sammeln und das Vergehen des Eiscylinders beschleunigen. Dasselbe steht nicht immer bis zu derselben Höhe, weil die Löcher sich durch Verdunstung entleeren und dann immer wieder von neuem füllen. Ein dazwischen tretender Frost kann auf der jeweiligen Oberfläche eine dünne Eislage bilden, die dann als Boden für eine neue Wasseransammlung dient. Man findet die Löcher häufig durch verschiedene dünne Eislagen in mehrere Etagen zerlegt, und die Staublage liegt auf dem untersten Boden.

Was die Abmessungen der Kryokonitlöcher betrifft, so liegen darüber von unserer zweiten Inlandeisreise im Karajak-Gebiet (Juni 1893) 205 Tiefen- und dazu gehörige Breitenmessungen vor, die Dr. Vanhöffen ausführte; ausserdem hat er am 9. Juli 1892 zehn Löcher auf dem Inlandeise zwischen dem Sermilik und dem Kleinen Karajak-Eisstrom nach Tiefe, Breite und Wasserhöhe gemessen. Ich habe in derselben Gegend am 7. Juli 1891 sieben Tiefen bestimmt und während unserer ersten Inlandeisreise im September 1892 im Karajak-Gebiet noch 13. Die Löcher waren im September ausgefroren, und die Messung konnte damals nur gelegentlich der Bohrungen für die Errichtung der Marken, wozu ich Bambusstangen benutzte, erfolgen. Die Resultate geben die folgenden Tabellen, die Maasse sind in Centimetern gegeben:

Abmessungen der Kryokonitlöcher.

Tabelle I.

Vom Inlandeise im Karajak-Gebiet, 19.—25. Juni 1893.

Datum	Ort	Breite	Tiefe
19. Juni.	Marke 4.	5,5	59
		4,3	57,8
		6,2	47,5
		11,0	49,5
		17 und 13	42
		7 und 8,5	42,2
		5	28,5
		7	37,3
		6	28,7
		5 und 6,5	35
	Marke 5.	6	47,5
		6	32,2
		4,5	29
		5	25
		6	30
		12	43,5
		10	44
		5	33,5
		5	30,8
		2	14,6
		1,3	9,4
19. Juni.	Marke 6.	5 und 7	25
		4,5 und 7	19,7
		6,5	17
		25	46
	Marke 7.	6	45,5
	Marke 8.	5	32,7
		5 und 6	44
		7 und 9,5	29
		10	45,5
	Marke 9.	6,5	58
		8 und 10	46
		6	26,4
20 Juni	Marke 12.	9	33
		15	48
		11,5	48
		13	45
		9	28
		16	48
		14	42,5
		9	43

Datum	Ort	Breite	Tiefe
20. Juni.	Marke 13.	12,5 und 15,5	3,5
		9	40
		8,5	36,5
		10	38
		5,5	25
21. Juni.	Marke 25.	4,5	45
		5,5	54,5
		7	47
		5	48,5
		6	50
	Marke 26.	14	52,5
		8,5 und 10	50,5
		5	51,3
		6,5	54
		4,5	47
	Marke 16.	5	59
		4,5	55,5
		5,5	59
		5	59,5
		3,5	54
	Marke 17.	4,5	54,5
		7	56,5
		3	51
		5,5 und 7,5	59
		5,5	55,5
	Marke 18.	5,5	50
		6	49,5
		7	51,5
		6,5 und 8	50,5
		6,5	4,5
	Marke 19.	6	59,5
		5,5 und 7,5	55
		8	60,2
		7	60,5
		6	56
	Marke 21.	5	66
		3,5 und 4	63
		4,5 und 5	65,5
		3	61
22. Juni.	Marke 28.	5,5 und 7	40,5
		6	39
		5,5	32,5
		6 und 7	46,5
		6,5 und 7	45
	Marke 29.	6,5 und 7,5	43,5
		5 und 6	43,5
		6 und 7	47
22. Juni.	Marke 29.	6,5 und 7	47
		6,5	46
	Marke 30.	9	45,5
		7 und 8	41,5
		11,5 und 13	47
		19 und 20	45,5
		13,5	41,5
	Marke 31.	7,5	57
		9 und 10,5	57
		8,5 und 9	53,5
		8	50
		10,5	49,5
		27 und 28	47
	Marke 32.	10,5	58,5
		5,5 und 7	56
		5 und 6	56
		23,5	47
		11 und 14,5	45
	Marke 33.	7	53
		9	46,5
		8 und 9,5	48
		7,5 und 9,5	49
		6,5 und 8	47
		6 und 7	48,5
	Marke 34.	11 und 12	45
		12,5 und 14,5	47,5
		8	42,5
		7,5	47,5
		8 und 9,5	47,8
24. Juni.	Marke 36.	6 und 7	41
		6	38,5
		5,5	36
		6,5 und 7,5	47
		9,5 und 11	44,5
		7,8	52,5
		7 und 8,5	46
		8	55
	Marke 37.	15,5 und 17	47,5
		10	52
		8	51
		6 und 7	47,5
		7	47,8
	Marke 38.	9 und 11,5	50
		5 und 6	51,5
		11	54
		6 und 7	48,5
		6	52

Datum	Ort	Breite	Tiefe	Datum	Ort	Breite	Tiefe
24. Juni.	Marke 39.	7 und 8	53,5	24. Juni.	Marke 47.	6,5	51
		6 und 7	56			6	51,5
		8 und 9	56,5			10 und 11	47
		6 und 7	59			5	48
		5,5	62,5			8	43,5
	Marke 40.	12 und 13,5	44,5	25. Juni.	Marke 48.	40 und 45	48,5
		9	49,5			10	59,5
		6,5	48,5			9,5	56,5
		9	47			15 und 17	50
		9 und 10,5	47,8			7	54,5
	Marke 41.	8	52		Marke 49.	11	43
		11,5 und 14,5	59			5	40,5
		7 und 8	54,5			10	44
		8	59,5			12	46
		11 und 12,5	47,5			5 und 6	43
	Marke 42.	9	54		Marke 50.	11	43
		9	53			7	39
		16	44			8	42
		8,5	48			8 und 11	36
		11 und 12	50			7,5	40,5
	Marke 43.	8 und 10	57		Marke 51.	10	44,5
		7 und 7,5	58			15	51,5
		10,5 und 12	43			6	43,5
		4 und 5	48,5			6	46
		8 und 9,5	45			11	51,5
	Marke 44.	13 und 14	54,5		Marke 52.	9,5	47,5
		7,5	54			11	51,5
		5,5	57			17 und 24	45,5
		11 und 12	50,5			4,5 und 5	87
		6	52			8	50
	Marke 45.	7	58,5		Marke 53.	7	52
		6,5	63			15	49
		8 und 10	57,5			8	42
		6 und 7	57,5			7,5	45,5
		11	50			10	44

Tabelle II.

Vom Inlandeise am Sermilik, 9. Juli 1892.

Breite	Tiefe	Wasserhöhe	Breite	Tiefe	Wasserhöhe
10 und 15	50	40	5 und 6	43,5	36
7 und 10	50	40	7 und 8	42,5	38
17	42	34,5	10,5 und 13	48,5	87
76,5	60	44	3,5 und 4	43	37,5
87	60	45	15 und 16	—	42,5

Tabelle III.

Vom Inlandeise am Sermilik, 7. Juli 1891.

Gemessene Tiefen	32	33	26	27,5	27	27	27

Tabelle IV.

Vom Inlandeise im Karajak-Gebiet, 11.—20. September 1892.

Datum	Ort	Tiefe	Datum	Ort	Tiefe
11. September.	Zeltplatz III.	35	18. September.	Marke 27.	28
		29,5		Marke 29.	29
		32	20. September.	Marke 32.	40,5
12. September.	Marke 2.	33		Marke 36.	25
13. September.	Marke 12.	35			61
16. September.	Marke 19.	41,5		Marke 37.	35
18. September.	Marke 25.	38			

Von den 205 Messungen im Juni 1893 zeigen 115 einen Breitendurchmesser von 5—10 cm bei einer Tiefe von 40—60 cm, und zwar findet sich die Tiefe von 40—50 cm bei 63 Löchern und jene von 50—60 cm bei 52. Dazu kommen 30 mit einer Breite von 11—15 cm in gleicher Tiefe, und zwar 22 von 40—50, 8 von 50—60, so dass über 70% der gemessenen Löcher der Tiefenstufe von etwa 50 cm im Mittel angehören; davon haben etwa ³/₄ die geringe Breite von 5—10 cm, ¹/₄ die etwas grössere von 11—15 cm. Es gehören dann noch 17 der Tiefenstufe von 30—40 cm und 9 der von 20—30 cm bei einer Breite von 5—10 cm an. 15 haben unter 5 cm Breite und sind durch alle Tiefenstufen bis zu 60 cm etwa gleichmässig verteilt; 6 haben 16—20 cm Breite bei 40—50 cm Tiefe, und vereinzelte haben grössere Breiten.

Es ist nun zu bedenken, dass die schmalen Löcher (unter 5 cm Breite) bei dieser Zusammenstellung nicht in gleicher Weise berücksichtigt worden sind, wie die von 5—10 cm Breite. Ganz dünne Röhren treten stellenweise in so ausserordentlicher Zahl auf, dass Dr. Vanhöffen zum Beispiel bei der Marke 25 auf einer Fläche von etwa 1 qm Grösse deren 105 feststellen konnte. Darunter waren einige über 5 cm breit, die meisten aber hatten wenig mehr als 2 cm. Diese feinen Poren der Eisoberfläche sind vielfach ganz trocken, und die Staublage am Boden ist nur dünn, bisweilen unmerklich. Sie fanden sich besonders reichlich in grösserem Abstand vom Lande, so auch in der Gegend der Marken 19—22, wo ihre Hohlräume häufig hübsche Drusen von Eisplättchen enthielten.

Auch grössere Breiten kommen nicht so selten vor, als es nach den obigen Tabellen erscheint, und erreichen häufig die Ausdehnung kleiner Tümpel und

Kaulen; doch diese kommen weniger in Betracht, weil man in der Regel mit Sicherheit erkennt, dass sie durch die Vereinigung vieler kleiner Löcher entstanden sind. Man sieht die Reste der früheren Scheidewände, welche in verschiedener Höhe und nach oben zugeschärft das Becken des grossen Loches gitterförmig zerteilen.

Wenn man von diesen absieht, kann man aus der Tabelle vom Juni 1893 entnehmen, dass die Kryokonitlöcher in überwiegender Anzahl eine Breite von nur 5—10 cm erreichen. Dünnere Röhren sind zwar häufig, doch kann man dieselben kaum noch zu den ausgebildeten Kryokonitlöchern zählen, weil die Staublage weniger merklich ist und sie vielfach trocken sind. Es ist wahrscheinlich, dass diese feinen Röhren die Anfänge sind, aus welchen die charakteristischen Kryokonitlöcher später entstehen, weil Übergänge vorkommen. Eine grössere Breite als etwa 15 cm erreichen die einfachen Löcher nur selten; doch sie können auch noch breiter werden, wenn sich viele vereinen.

Was die Tiefe betrifft, so überwiegt für alle Breiten eine solche von 40 bis 50 cm; daneben käme nur noch die Stufe von 50—60 cm wesentlich in Betracht. Löcher von über 60 cm Tiefe kommen noch vor, sie sind jedoch sehr selten; solche von unter 40 cm, wozu auch die feinen Poren gehören, wird man als noch nicht voll entwickelt ansehen müssen. Ein bestimmtes Verhältnis zwischen Breite und Tiefe ist nicht zu erkennen; dagegen sieht man sehr deutlich, dass in den spaltenreicheren Gebieten und in grösserem Abstand vom Lande die Tiefenstufe von 50—60 cm und in den ruhigen Eisbezirken in der Nähe des Landes jene von 40—50 cm überwiegt. Lehrreich sind in dieser Beziehung die Tabellen II und III, von denen letztere aus der unmittelbaren Nähe der Randmoräne, erstere aus etwas grösserem Abstand vom Lande herrührt. Sie zeigen eine Abnahme der Tiefe gegen den Rand hin und können unmittelbar miteinander verglichen werden, weil sie zwar aus verschiedenen Jahren, aber fast von demselben Tage herstammen.

Entstehung und Umbildung der Löcher. — Was die Entstehung der Kryokonitlöcher angeht, so hat darüber noch kein Zweifel bestanden, dass sie von dem Einschmelzen des Staubes herrühren. Dieser ist dunkler als das Eis und saugt die Wärmestrahlen lebhaft ein, so dass die Rückstrahlung die umgebenden Eisteile schmilzt. Dass dieser Prozess die Tiefe von etwa 60 cm nur wenig überschreiten kann, lehren die obigen Tabellen, und dies ist sicher dadurch zu erklären, dass der Staub des Bodens jenseits dieser Tiefe von den Wärmestrahlen nicht mehr erreicht werden kann. Hierfür wiederum können zwei Gründe vorliegen: einmal die Beschattung, welche die steilen Wände des Loches dem am Boden liegenden Staub von einer bestimmten Tiefe an gewähren, und dann die Absorption der Wärmestrahlen durch das darüber stehende Wasser. Wenn der erste Grund in Betracht käme, müssten die Löcher bei verschiedenen Breiten auch verschiedene Tiefen erreichen. Da das nach den obigen Tabellen nicht der Fall ist, weil auch die breitesten Löcher eine Tiefe von 60 cm wenig überschreiten,

müssen wir als Hauptgrund für das Aufhören der Vertiefung die Absorption der Wärmestrahlen durch das darüber stehende Wasser annehmen.

Man könnte einwenden, dass durch die Erwärmung des Wassers Strömungen entstehen müssen, welche ihrerseits wieder zur weiteren Vertiefung der Löcher beitragen, indem das oben erwärmte Wasser zunächst, bis es + 4° erreicht hat, schwerer wird, als das am Boden durch das Eis auf 0° erhaltene Wasser, und deshalb niedersinkt; indessen glaube ich nicht, dass dieses Moment in Betracht kommt. Zwar giebt es Wasserlöcher im Eise auch ohne oder nur mit unerheblichen Lagen von Kryokonit, doch sind das fast nur die feinen Poren, von denen ich vorher gesprochen, und selten ausgebildete, charakteristische Löcher. Dann aber ist zu bedenken, dass auch die Seitenwände die Temperatur des Wassers auf 0° erhalten und bei der geringen Breite das ganze Loch so beeinflussen werden, dass eine merkliche Steigerung über 0° nicht eintritt. Wie wirksam dieses Moment ist, zeigt der Gefrierprozess, welcher von den Seitenwänden und nur im ersten Anfang von der Oberfläche ausgeht, wie die Stellung der Plättchen und Luftkanäle beweist. Hierin sieht man deutlich, dass die von oben her im Wasser vordringenden Temperaturen gegen die von den Seiten stammenden zurückstehen, obgleich die letzteren erst das Eis der Umgebung durchdringen müssen, ehe sie zur Wirksamkeit kommen. Um so mehr muss das im Sommer der Fall sein, weil die Seiten dann ständig 0° bewahren, während die Temperaturen der Oberfläche mit der Witterung schwanken; jene erhalten das Wasser fast durchweg auf 0°, und ich habe bei zahlreichen Messungen niemals mehr als + 0.1° C. gefunden.

So komme ich zu dem Ergebnis, dass Strömungen im Wasser nicht wesentlich zur Vertiefung der Kryokonitlöcher beitragen, sondern dass zur Entstehung und Entwickelung derselben der am Boden liegende Staub die Hauptsache thut, wie ja auch ihr Vorkommen aufs engste mit dem Auftreten des Eisstaubs verknüpft ist. Er ist für die Wärmestrahlen empfänglicher, als Wasser, und vermag deshalb im Kampfe mit der Temperatur des Eises Sieger zu bleiben und dieses so lange zu zerstören, als es genug Wärmestrahlen empfängt, so lange also die Wärmeabsorption durch das darüber stehende Wasser nicht zu gross wird.

Ich möchte endlich schon hier die Frage berühren, welche Wandelungen mit den Löchern vorgehen; ob sie eine einjährige Periode besitzen und mit dem Ausfrieren im September verschwinden, um neuen Staublagen Platz zur Bildung neuer Löcher zu gewähren, oder ob sie einen längeren Bestand haben. Die Frage ist wichtig, weil sie über die Menge des Staubvorrats im Eise entscheidet und über die Veränderungen der Oberfläche eine wertvolle Auskunft erteilt. Die Antwort lautet mit Bestimmtheit, dass der Bestand der Löcher nur teilweise, der Bestand des Kryokonits aber ganz allgemein die Jahresperiode weit überdauert.

Wenn wir Tabelle IV mit den beiden ersten vergleichen, fällt die durchweg geringere Tiefe der Löcher für den September gegenüber den Monaten Juni und Juli auf. Tabelle III zeigt allerdings noch geringere Tiefen, doch kann das an der unmittelbaren Nähe des Randes liegen. Miteinander vergleichbar sind nur die

Tabellen II und III, I und IV, und zwar die ersteren, um die räumlichen Tiefenunterschiede, letztere, um die zeitlichen daraus zu erkennen.

Die geringe Tiefe der Löcher im September (Tabelle IV) gegenüber der im Juni (Tabelle I) rührt daher, dass mit der Bildung der ersten Eisdecke Anfang September wohl die Vertiefung der Löcher, aber noch nicht der Schwund der Oberfläche zum Stillstand gekommen ist. Wohl konnte in tieferen Regionen, wie z. B. der Tasiusak-Stufe des Grossen Karajak, noch bis in den Oktober hinein eine Wiedereröffnung mancher Löcher durch die Föhnwinde erfolgen und damit eine Periode erneuter Vertiefung beginnen; aber auf dem Inlandeise bei 500 bis 700 m Höhe war mit Anfang September den Löchern die Möglichkeit des Wachstums benommen, und auf dem Grossen Karajak waren neue Ansätze dazu auch nur kurz und zeigten wegen des niedrigen Sonnenstandes nicht die starke Wirkung des Sommers.

Der Schwund der Oberfläche aber war auf dem Inlandeise Mitte September noch nicht vollständig beschlossen, und auf dem Grossen Karajak währte er bis Mitte November. So lag der Boden der Löcher fest, während die Oberfläche sich noch erniedrigte; deshalb entstand eine Verringerung der Lochtiefe in dieser Zeit, wie sie die Messungen der Tiefenlage des erbohrten Kryokonits im September beweisen.

Die Dauer dieser Periode der Tiefenabnahme bestimmte das Maass des Erfolges in den verschiedenen Höhen. Auf dem Inlandeise währte sie kurz und führte meist nur zu einer Verminderung der Tiefe, aber doch derart, dass viele Löcher nur als kurze Einstülpungen in der Oberfläche übrig blieben, wie man bei ihrer Wiedereröffnung im Juni erkannte. Bei anderen war die Oberfläche rings herum soweit erniedrigt, dass der Hohlraum über der aufgesprengten Eisdecke verschwunden und der Eiscylinder des Loches mit der Oberfläche umher vollkommen ausgeglichen war, so dass man ihn nur noch an seiner dunkleren Farbe mit weissem Kern in der Mitte erkannte. Diese Gegenden sahen wie zugeschmolzen aus, und man konnte die Löcher übersehen; so notierte ich im September mehrfach, z. B. von Marke 9 und weiter abwärts zum Lande, einen Mangel an Kryokonitlöchern, während sie auch hier reichlich waren, wie ich später im Juni bemerkte. Noch bei anderen war nicht einmal der Hohlraum über der zersprengten Eisdecke verschwunden. Diese Verschiedenheiten richten sich nach der Stärke des Schwundes der Oberfläche und hängen, von Einzelheiten abgesehen, von der Meereshöhe und von der Nähe des Landes ab.

Auf dem Grossen Karajak währte die Periode der Tiefenabnahme länger und der Schwund war so stark gewesen, dass im Oktober der Staub vielfach frei auf der Oberfläche umher lag. Er zeigte dabei an verschiedenen Stellen eine feine Riefung mit parallelen Rinnen in etwa thalergrossen, aber eckig umgrenzten Umrissen; von einem Umriss zum andern wechselte die Richtung der Riefung. Dieselbe glich vollkommen der feinen Streifung, welche ich später von der Unterfläche des Fjordeises beschreiben und abbilden werde. Sie entsteht bei diesem durch die Aneinanderlagerung feiner Plättchen zu Bündeln, welche die Körner

vorstellen, und ich halte es für möglich, dass die Riefung des Kryokonits als Abdruck der Riefung in dem Eise des Loches aufgefasst werden muss; denn für eine Riefung durch Eintrocknen oder Gefrieren war dieselbe zu regelmässig und glich zu auffallend derjenigen, welche ich am Eise selbst beobachtet habe.

Einen Schwund der Eisoberfläche über die Tiefe des Staubbodens hinaus habe ich nicht beobachtet, indem ich weder auf dem Inlandeise, noch auf dem Grossen Karajak Erdpyramiden fand. Es mag sein, dass die Periode der Verflachung der Löcher dafür zu kurz ist; denn gegen ihr Ende hin waren neben freiliegenden Staubmassen auch immer noch flache Löcher zu sehen, was dafür spricht, dass der freiliegende Staub noch nicht lange entblösst war und ein weiterer Schwund der Oberfläche rings herum noch nicht möglich gewesen. Der Hauptgrund aber war jedenfalls die Feinheit des Staubes; denn auf den Küstengletschern, wo der Schwund der Oberfläche nicht erheblicher ist und auch nicht länger dauert, habe ich Erdpyramiden in sehr vorzüglicher Ausbildung gesehen, z. B. auf dem Kome-Gletscher. Hier ist der Schutt dichter und gröber, als auf dem Inlandeis; auf das letztere ist er durch die Winde geschafft und kann deshalb durch dieselben auch umlagert werden, so dass er in freier Lage zu wenig stabil ist, um die Bildung von Pyramiden verursachen zu können.

Ob nun der Kryokonit bis zum Beginn der Periode, wo der Schwund vollkommen aufhört, freigelegt ist, oder ob er noch im Eise verblieb, er bleibt doch immer der Oberfläche des Eises erhalten. Im ersten Fall kann im Juni, wenn die Sonnenstrahlen wieder kräftig zu wirken beginnen, das Einschmelzen unmittelbar von neuem erfolgen, und es entstehen neue Löcher mit dem Staube der alten. Im zweiten Fall giebt die Höhlung, die über dem Eiscylinder verblieb, durch Aufsammeln von Wasser zur Wiedereröffnung der alten Löcher den unmittelbaren Anlass, so dass es nur noch einer geringen Vertiefung zu ihrer Vollendung bedarf. War die Höhlung nicht mehr vorhanden, so schwindet die Oberfläche im Juni von neuem, erreicht dann schnell das Niveau des Staubes und setzt diesen in Thätigkeit. Auch habe ich oft beobachtet, dass gerade die Eiscylinder der Kryokonitlöcher mehr gelockert waren und leichter vergingen, als die Oberfläche umher, weil die Risse und Spältchen der gesprengten Decke dem Schmelzprozess mehr Angriffspunkte gewähren. In der Gegend der Marken 35 bis 40 waren am 24. Juni die breiten Löcher in der Regel noch weniger entwickelt als die schmalen, was durch verschiedene Zeiten der Öffnung oder durch Verschiedenheiten in dem Schwunde der Oberfläche veranlasst sein kann; dazu ist der Boden der breiten, weil sie aus vielen kombiniert sind, nicht so allgemein von Staub bedeckt, wie jener der schmalen, und es arbeitet an ihrer Vertiefung eine im Verhältnis zur Breite geringere Kraft.

S o e n t s t e h e n i n v i e l e n F ä l l e n d i e s e l b e n L ö c h e r, w i e i m J a h r v o r h e r, u n d i n a l l e n i s t d e r S t a u b, d e r s i e b i l d e t, d e r a l t e g e b l i e b e n. Es ist nicht eine jährliche Erneuerung des Staubvorrats, sondern eine Beständigkeit desjenigen, der sich durch lange Zeiten angesammelt hat und nur in jedem Jahr noch

etwas vermehrt oder auch vermindert wird. Derselbe bildet einen festen Horizont für die Oberfläche des Eises, welcher im Sommer in der Erniedrigung dieser vorauseilt und im Herbst wieder eingeholt wird; in der Regel liegt er ein wenig — höchstens sind es 60 cm — unter dem Horizont des Eises. Der Kryokonit bildet dadurch für die jeweilige Oberfläche eine bestimmte Marke, die von der Jahresperiode unabhängig ist und die deshalb für die Erkenntnis der längeren Schwankungen des Eises wertvolle Anhaltspunkte gewährt. Es ist sein stetes Bestreben, einzuschmelzen, und dieses wird auch immer wieder erreicht; so lange also ein bestimmter Staubhorizont existiert, ist die Oberfläche in einem Zustand der Erniedrigung begriffen, weil sie dem Staubhorizont folgt. Die Beständigkeit dieses bedeutet für das Eis eine Periode des Rückzugs, wie wir es im Karajak-Gebiet auch auf anderen Wegen feststellen konnten. Der Kryokonit trägt nicht unwesentlich zur Zerstörung des Eises bei.

Die Schichtung des Eises.

Die Tiefe der Kryokonitlöcher nimmt gegen das Land hin ab, und man findet in einem schmalen, stark gewölbten Streifen am Rande des Eises streckenweise gar keine Löcher, sondern eine gleichmässige Braunfärbung der Oberfläche, wie es Tafel 16 zeigt. Schon vorher, in einer Entfernung von 300 bis 400 m vom Lande, ist die Farbe in einzelnen Lagen aus dem reinen Blau in ein schmutziges Grün übergegangen, während andere Lagen an derselben Stelle das Blau noch beibehalten. An einem der Seite 77 erwähnten Absätze sahen wir die direkte Überlagerung von blauem und grünem Eis, und in der Nähe der Aufgangsecke liegen an der Oberfläche blaue und grüne Zonen in der Horizontalen nebeneinander; jenseits der Randzone habe ich die grüne Eisfarbe nicht mehr gesehen. In der Nähe des Landes finden sich auf dem Eise auch einzelne Steine und in der äussersten Wölbung streckenweise eine gleichmässige Bedeckung mit kleinen Steinen, Grand und Sand, welche die Braunfärbung verursachen.

Der Farbenwechsel der Oberfläche rührt daher, dass in der Nähe des Landes die Mächtigkeit des Eises abnimmt und deshalb alle Beimengungen stärker zur Geltung kommen; und der gleiche Grund liegt sicher dafür vor, dass in der Randzone auch die Schichtung am markantesten ausgeprägt ist, abgesehen davon, dass dieselbe fast nur in der Randzone der Beobachtung zugänglich wird, weil sie den unteren Teilen des Eises angehört.

Die Schichtung besteht teils in einer bestimmten Anordnung der Grand- und Sandlagen, in welchen auch einzelne grössere Steine sitzen (Tafel 27 und 28), teils in einer Anordnung der Luftblasen; zwischen beiden findet eine gewisse Wechsellagerung statt. Die Anordnung ist nicht derart, dass zusammenhängende Schmutz- oder Luftlagen dazwischen liegende Eisschichten trennen, wie es bei oberflächlichem Hinsehen erscheinen kann, sondern besteht darin, dass sich kleine und dünne Sand- oder Luftschmitzchen, die untereinander parallel gestellt sind, in bestimmten Lagen

in besonderem Maasse anreichern, so dass sie eine zusammenhängende Lage zu bilden scheinen. Sie gehören parallelen Ebenen, aber nicht alle derselben Ebene an, und dadurch, dass die einen aufhören, wenn die anderen dicht darüber oder darunter beginnen, kann bisweilen mehr der Eindruck einer Flaserung, als der einer Schichtung entstehen.

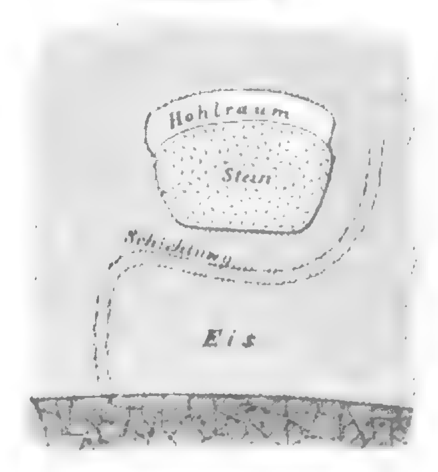
Die Schichtung ist im allgemeinen parallel zum Untergrund, doch kommen im einzelnen viele Abweichungen davon vor. Sie wird z. B. durch grössere Steine so gestört, wie ich es oberhalb des Hüttensees beobachtet habe (Abbildung 14). Die Schichten fliessen hier um die Formen des Steins herum, so dass dieser für das darüberlagernde Eis die Stelle des festen Untergrundes vertritt. An anderen Stellen sieht man (Tafel 28), wie ein Stein selbständig abwärts wandert, so dass

Abbildung 14.



Eisschichtung am Hüttensee.
Vertikalschnitt.

Abbildung 15.



Eisschichtung am Hüttensee.
Vertikalschnitt.

über ihm ein Hohlraum und unter ihm ein Einbuchten der Schichten entsteht. Ähnliche Verhältnisse zeigt Abbildung 15, nur dass sich hier die durch den Stein von oben her eingebuchteten Schichten nochmals krümmen, ohne dass man dafür einen sichtbaren Anlass erkennt.

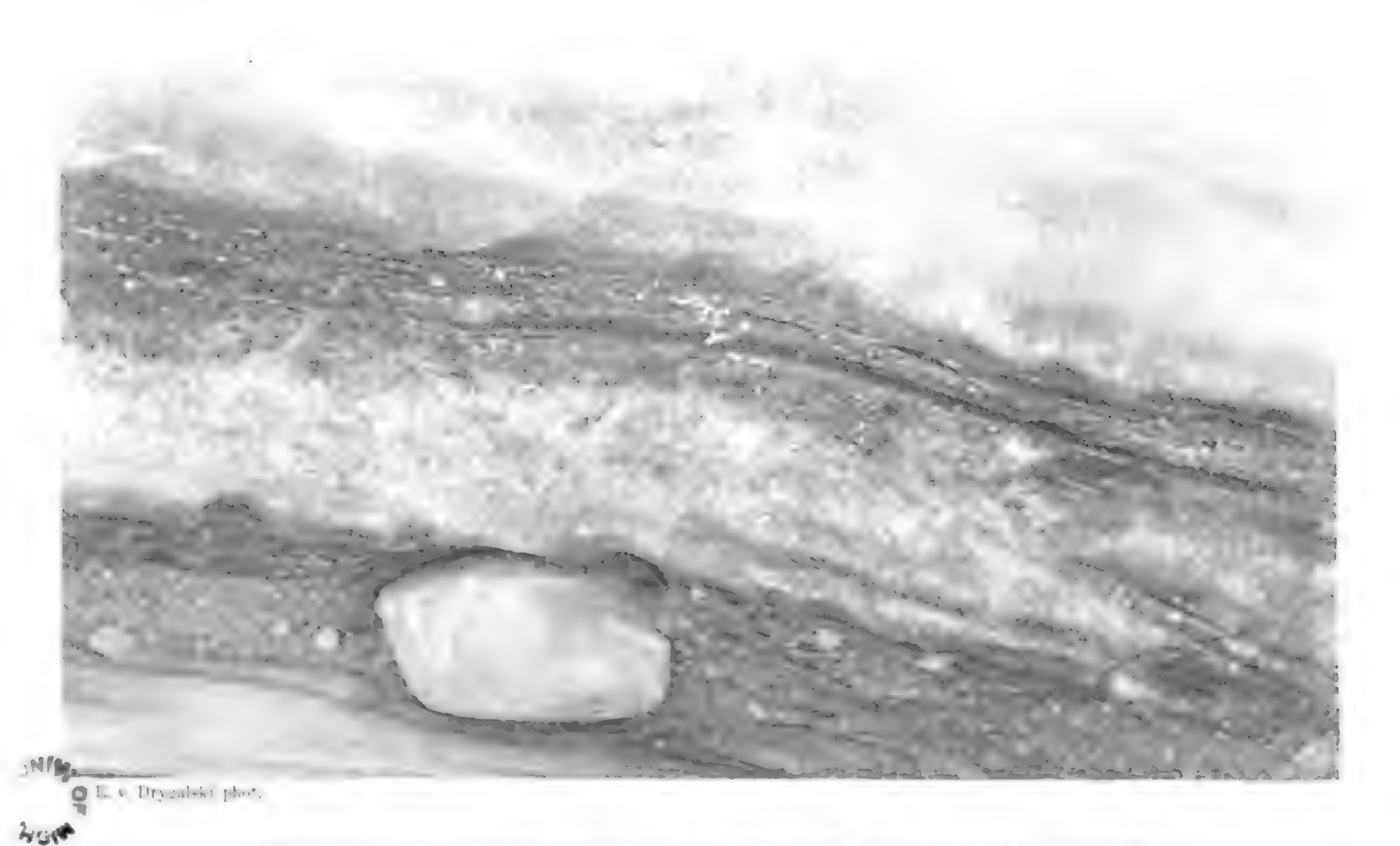
Wenn die Schichten aus Luftschmitzchen zusammengesetzt sind, hat das Eis eine weisse Farbe; wenn dieselben aus Sandschmitzchen bestehen, wird die Farbe dunkel, bisweilen ganz schwarz. Beide Arten von Schichtung kommen gewöhnlich miteinander vereint vor, nur dass in dem einen Horizont der Eindruck der schwarzen, in dem anderen der der weissen Schichtung überwiegt und auf diese Weise eine Art von Wechsellagerung eintritt. Auf Tafel 28 sieht man drei weisse und dazwischen zwei schwarze Horizonte, auf Tafel 16 deren erheblich mehr. Häufig beginnt die Folge unten mit einem weissen Horizont; doch das bedeutet keine Regel, sondern liegt lediglich daran, dass man die ungeschichtete Unterlage, welche die Grundmoräne bildet, nicht mehr mitrechnet. Dieselbe gehört aber genetisch unzweifelhaft dazu, wie man aus Tafel 27 ersehen kann. Sie ist eine Packung



E. v. Drygalski phot.

Uebergang der schwarzen Eisschichtung in die ungeschichtete Grundmoräne.

15. November 1892.



E. v. Drygalski phot.

Wechsellagerung zwischen schwarzer und weisser Schichtung im Inlandeise.

15. November 1892.

von Steinen, Grand, Sand und Schlick, in welcher die Schichtung fast vollkommen dadurch verloren gegangen ist, dass das Eismaterial immer mehr zusammenschwand und nur den Inhalt zurückliess. Auf Tafel 27 sieht man die schwarze Schichtung unmittelbar in die Grundmoräne übergehen, welche stellenweise ungeschichtet ist und an anderen Stellen noch eine gewisse Schichtung bewahrt hat. Bisweilen findet man unter dem untersten weissen Horizont eine dünne, dicht zusammengepresste, aber noch geschichtete Lage, die eine geringe Beimengung von Eis enthält, und dann erst die ungeschichtete Grundmoräne. Es kann kein Zweifel bestehen, dass die Grundmoräne an diesen Stellen aus der Schichtung hervorgegangen ist.

Den Zusammenhang zwischen Moräne und Schichtung sieht man sehr deutlich auch auf Tafel 16, wo der unterste und dickste Schmutzhorizont genau wie eine neue Auflage der Randmoräne daneben erscheint, die mit derselben Krümmung, wie jener, in einer Höhe von 2 bis 3 m, die Eiszunge begleitet. Eine weitere Kompression des Eises würde aus dem dicken Schmutzband eine zweite innere Randmoräne von der Form der äusseren entstehen lassen.

Wenn das Schichtenstreichen nicht die Oberfläche in der äussersten scharfen Wölbung schneidet, wie auf Tafel 16 und in anderen Fällen bei ähnlich gestalteten Eiszungen, kann man sie in der Nähe der Oberfläche in Spalten nicht verfolgen. Das oberste weisse Band verliert sich allmählich im blauen Eise darüber; man sieht einzelne weisse Schichtflächen auch noch dort, wo die Eismasse schon die tiefe, blaue Farbe besitzt, z. B. im unteren Teil des Hüttensees; dann hören sie auf, und die oberen Eislagen sind schichtungsfrei in der Weise und in dem Verhältnis, wie es Tafel 16 zeigt.

Dagegen kann man die Schichtung parallel zur Senkung des Untergrundes unter das Eis hinunter verfolgen, wobei die darüberlagernde Eismasse naturgemäss an Mächtigkeit gewinnt, weil die Oberfläche in derselben Richtung ansteigt, in der der Boden sich senkt. Dass der geschichtete Teil in der Mitte der Eisströme mächtiger ist, als am Rande, halte ich für wahrscheinlich, weil man bei schwimmenden Eisbergen, die sich gewälzt haben, klare und geschichtete Eislagen nicht selten in einer Mächtigkeit antrifft, wie sie die in der Randzone beobachtete weit übertrifft. Solche Lagen stammen in Eisbergen nicht alle von der Randzone her, wie ich am Grossen Karajak beobachten konnte, wo ein frisch von der Mitte her gekalbter Eisberg beim Wälzen ein vollkommen schwarzes Stück sehen liess. Auch habe ich gerade beim Grossen Karajak die Schichtung in alten Bachläufen unter das Eis hinunter verfolgt. Doch wenn auch die Mächtigkeit der Schichtung gegen die Mitte der Eisströme hin wächst, bleibt sie nichtsdestoweniger eine Eigentümlichkeit der unteren Lagen, weil die Dicke des Eises in derselben Richtung zunimmt.

Über ein ähnliches Verhältnis der Schichten zum Untergrund, wie ich es hier beschrieben, berichten C. Moltke und A. Jessen[1], welche an dem vorderen

[1] Meddelelser om Grønland XVI, S. 102f. und Tafel XV.

Steilrand eines Eisstroms in Süd-Grönland die Senkung der Schichten von der Seite gegen die Mitte hin beobachten konnten. Auch dort schneiden diese die Oberfläche in der scharfen seitlichen Wölbung gegen das Land und verlieren sich gegen die Mitte des Eisstroms hin in der Tiefe, weil der Boden dorthin abfällt. Auch bei C. Ryder[1] findet man die Beschreibung und Abbildung eines ähnlichen Falles.

Die „Schieferung", welche A. Kornerup[2] vom Eisstrom von Frederikshaab und vom Inlandeise bei Jensen's Nunataks beschreibt, gehört nur zum Teil hierher; denn die erstere geht aus Querspalten hervor und entspricht deshalb in ihrem vertikalen Verlauf der schmutzigen Abart der blauen Querbänder, wie ich schon Seite 78 erwähnt habe. Es ist jedoch von Interesse, dass sie in der Zunge des Eisstroms in die mehr horizontale Schichtung übergeht. Die letztere aber gleicht nach der Beschreibung vollkommen der Schichtung des Karajak-Gebiets, sowie der, welche ich früher vom Inlandeisrande beim Sermilik[3] beschrieb.

Ich habe einen Übergang von schmutzigen Querbändern zur Schichtung, wie er bei Kornerup's Schieferung vorhanden ist, auf den Küstengletschern beobachtet, z. B. bei dem rechten Arm des linken Ujarartorsuak[4], wobei es zunächst gleichgültig ist, ob dort die Querbänder auch aus Spalten hervorgehen oder die den kleineren Gletschern eigentümliche Form der Blaubandstruktur vertreten, weil beide in der Bewegung der Gletscher genau die gleiche Form annehmen können. Wichtig ist nur, dass die Bandstruktur durch den allmählichen Übergang von der vertikalen in die horizontale Lage einen Übergang in die Schichtung zeigt. Darin ähnelt der Eisstrom von Frederikshaab den kleineren Gletschern wie in vielen anderen Stücken.

Für das Inlandeis kenne ich einen Übergang zwischen Schichtung und Bänderung nicht. Wo die erstere die Wölbung der Oberfläche schneidet, ist das Streichen allerdings häufig dasselbe, wie in den blauen Längsbändern, und kann man jene als die Vertreter dieser für die Randzone ansehen. Aber wenn auch die Schichten, der aufsteigenden Neigung des Bodens folgend, sich zur Oberfläche emporkrümmen, so habe ich doch einen Übergang zwischen ihnen und den blauen Längsbändern nicht beobachtet; dagegen fand ich in dem alten Bachlauf, der von der zweiten Nische ausging, vertikale blaue Bänder bis in das unterste, klare, horizontal geschichtete Eis hinabreichen. Das Eis der Blaubänder und das der Schichten gleicht sich in der Klarheit, indessen habe ich bei Blaubändern niemals eine derartige Anordnung von Luft- und Sandschmitzen gesehen, wie in den Schichten; da auch ein Übergang nicht vorhanden ist und vielmehr eine Begegnung stattfindet, meine ich, beide als zwei verschiedene Struktursysteme auffassen zu müssen.

In dem Längsverlauf der Randzone hat die Schichtung nicht überall die gleiche Entwickelung. Auf der Höhe der Nordstufe tritt sie hinter den starken

[1] Meddelelser om Grønland VIII, S. 277.
[2] Ebendaselbst I, S. 125 und 128, Tafel V: A'', A''' und C''.
[3] Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1892, S. 12, Abbildung 3 und Tafel 1.
[4] Ebendaselbst S. 52, Tafel 9.

Randmoränen, die mit dem Eiskörper zusammenhängen, zurück und erst in dem Randsee der Aufgangsnische sieht man eine deutliche Ausbildung. Die letzte Wölbung des Eises hat hier 50 m Höhe, wovon die untersten 20 m mit der Randmoräne verbunden sind (Tafel 14). Die Schichtung ist teils in der Höhe der Moräne und teils noch darüber.

Unterhalb des Aufgangssees zieht der Eisrand über nackte Felsflächen hin, ehe er den Boden der zweiten Nische erreicht (Tafel 29). Man sieht nur die schwache Andeutung einer Schichtung und unten die unmittelbare Auflagerung auf anstehendem Fels ohne die Zwischenlage einer Moräne.

In der zweiten Nische ist die Entwickelung wieder stärker, besonders dort, wo sich eine Eiszunge auf eine Moräne stützt; die Schichtung geht hier zu der Abdachung der Moräne, welche die Stützfläche bildet, parallel. Das Einsinken der Schichten in der Durchbrechung der Moräne durch den Randbach erwähnte ich früher (Tafel 15). Etwas oberhalb dieser Stelle sind die beiden Bilder (Tafel 27 und 28) gewonnen.

Unterhalb der zweiten Nische folgt eine zweite Unterbrechung, während der Eisrand sich über nackte Felsen zur Tasiusak-Stufe hinabsenkt, und dann auf dieser Stufe die besonders schöne Ausbildung der Schichten in den Eiszungen der Randseen, die ich schilderte (Tafel 16). Unterhalb des Hasensees findet man vielfach klare und stellenweise auch schön geschichtete Strecken in den untersten Teilen des Eisrandes.

Im allgemeinen lässt sich aussprechen, dass die Neigung zur Schichtbildung vorliegt, wo auch Moränenbildungen zur Entwickelung kommen; denn man findet die Schichten besonders schön auf den Stufen und in den Randseen, während sie auf den steileren Felshängen, über die sich der Eisrand herabsenkt, fast vollständig fehlen. Vor der Nordstufe sind die Moränen so stark, dass die Schichtung erdrückt wird. Ausnahmen nach beiden Richtungen hin kommen vor; doch im allgemeinen sind die Eisgebiete, welche mit reichlichen Beimengungen von Schutt und von Luft in die Verebnungen der Felsen hineintreten, geschichtet, falls der Schuttreichtum nicht zu gross ist, während diejenigen, welche sich in grösserer Unruhe nackte Felshänge abwärts bewegen, der Schichtung ermangeln. Bemerkenswert ist auch, dass man häufig an Stelle der Schichtung nur eine grosse Klarheit der untersten Eislagen findet.

Was die Entstehung der Schichten betrifft, so dürfte ein Zusammenhang mit einer der Firnschichtung der Alpen-Gletscher entsprechenden Erscheinung, wie sie K. J. V. Steenstrup[1] und auch ich auf dem Hochlandeise, F. Nansen[2] auf dem Inlandeise beobachtet hat, nicht mehr existieren. Denn wenn auch das jährliche Wiederverschwinden des Schnees nur für die Randzone zutrifft, wie es die Konstanz des Kryokonithorizontes beweist, und sich im Innern, wie auf den Höhen

[1] Meddelelser om Grønland IV, S. 78.

[2] Petermann's Mitteilungen, Ergänzungsheft 105, S. 86 f.

wirkliche Jahreslagen ausbilden, so spricht doch die Struktur der geschichteten Teile sehr deutlich dafür, dass mit ihrem Eise wesentliche Veränderungen vor sich gegangen sind. Die zu Jahreslagen gehäuften Schneekrystalle haben eine vollkommen regellose Anordnung, aber das Blättereis der Tafeln 27 und 28 zeigt eine sehr deutliche Orientierung der optischen Hauptaxen senkrecht zur Schichtung, wie sie nur zu Stande kommen kann, wenn ein Neugefrieren unter Druck stattfindet.

Bedenken wir dazu, dass es sich bei der Firnschichtung um eine äussere Übereinanderlagerung von dünnen Schnee- und Staubschichten handelt, während die Inlandeisschichtung der Randzone in einer parallelen Ordnung kleiner Schmitzchen innerhalb einer einförmigen Masse besteht, bedenken wir auch die Wechsellagerung zwischen Staub- und Luftschichtung, die Beugung und Störung durch eingelagerte Steine, die Beschränkung auf die unteren Teile, so wird kein Zweifel bestehen, dass wir es hier nicht mit einer von weither überkommenen Struktur zu thun haben, sondern mit einer Neuordnung der dem Eise beigemengten fremden Bestandteile. Die krystallographische Orientierung beweist, dass diese Ordnung eine Druckwirkung ist, und die Abhängigkeit vom Ort — das Fehlen auf Felshängen und das Vorkommen auf Stufen — zeigt, dass sie der Hauptsache nach an Ort und Stelle entsteht, wenn es auch natürlich nicht ausgeschlossen ist, dass sich frühere Schichtungen in der Bewegung verpflanzen.

Auf die besondere Ausbildung in der Randzone und die gleichzeitige Färbung des Eises an der Oberfläche durch reichlichere Beimengungen ist weniger Gewicht zu legen, weil jenseits der Randzone zu wenig Beobachtungen vorliegen und die Anreicherung der Beimengungen mit der abnehmenden Mächtigkeit des Eises im Zusammenhang steht. Wohl aber weisen diese Momente darauf hin, dass die Schichtung durch eine Kompression der im Eise verteilten Bestandteile entsteht. Sie bedeutet eine Ordnung in dem Eiskörper, welche infolge der abnehmenden Mächtigkeit in der Randzone besonders deutlich zur Erscheinung kommt, aber auch sonst nicht fehlt; und diese Ordnung dehnt sich auch auf die Grundmoräne aus, welche (Tafel 27 und 28) in unmittelbarem Zusammenhang mit der Schichtung steht und das Endresultat der Kompression darstellt.

Auf das hier nur angedeutete Verhältnis von Schichtung und Bänderung in den Küstengletschern komme ich später zurück; die letzteren können die Auffassung der Schichtung als einer Druckwirkung durch besondere Stauungsverhältnisse bestätigen. Dass im Inlandeise zwischen den Bändern und den Schichten von mir kein Übergang beobachtet worden ist und diese sich vielmehr begegnen, während doch beide Druckwirkungen sind, darf nicht Wunder nehmen. Die Blaubänder sind die Drucklinien der Bewegung, die Schichten jene für die auf festem Widerlager ruhende Last; beide können also sehr wohl nebeneinander bestehen.

Die Wechsellagerung zwischen brauner und weisser Schichtung endlich gewinnt eine besondere Bedeutung, wenn wir sie mit der Konstanz des Kryokonithorizontes vergleichen, weil dieser eine wichtige Quelle für die



E. v. Drygalski phot.

Moränenfreier und fast ungeschichteter Eisrand auf glatt geschliffenem Fels.

15. November 1892.

Beimengung fremder Bestandteile in den Eiskörper ist. Wenn auf eine Zeit der Beständigkeit des Kryokonits, die eine Periode des Rückzugs bedeutet, eine andere Zeit erneuter starker Ernährung folgt, dann würde der braune Horizont durch staubfreieres Eis verdeckt werden, welches nach Ablauf dieser Periode der Boden für einen neuen, braunen Kryokonithorizont ist. So würden braune und weisse Horizonte wechseln, wie es bei der Schichtung jetzt der Fall ist. Dass es Perioden giebt, wo der Kryokonithorizont zurücktritt und das weisse Nährmaterial überwiegt, zeigt die Beobachtung Nansen's über den Mangel an Kryokonit an der Ostküste. Die Schichtung der Randzone giebt auf kleinem Raum, was das Ergebnis einer langen Entwickelung ist, und bleibt von den ursprünglichen Jahreslagen auch wenig erhalten, so können doch die Bildungen einer längeren Periode bei ihrem gesammelten Auftreten in bestimmtem Niveau später in den dicken Schmutzschichten umgelagert und neugeordnet in die Erscheinung treten.[1]

Die Moränen.

Moränen finden sich im Karajak-Gebiet, wie überall sonst, wo das Inlandeis begangen und beschrieben ist, nur in der unmittelbaren Nähe des Landes, der Küstenfelsen sowohl, wie der Nunataks. A. Kornerup[2] erwähnt freilich von dem Eisgebiet südlich von Jensen's Nunataks eine bogenförmig geformte Moräne, welche mit sichtbarem Lande nicht in Beziehung steht. Auch wir sahen zwei längliche, kleine Steinansammlungen auf dem Inlandeise im Innern von Nugsuak etwas jenseits der Randzone; doch war die Entfernung vom Lande hier, wie dort nur gering, so dass eine unsichtbare Beziehung zum nächstliegenden Lande möglich ist und man nicht behaupten kann, dass hier Inlandeismoränen jenseits des Landbereichs vorliegen.

Im Karajak-Gebiet muss man eine doppelte Form der Moränenbildungen unterscheiden, Randmoränen und Grundmoränen; sie sind miteinander durch eine Reihe von Übergängen verbunden.

Die reinste Form der Grundmoräne ist die, welche unmittelbar und ohne jede Häufung aus der Schichtung hervorgeht, wie es auf den Tafeln 27 und 28 dargestellt ist; sie entsteht durch das Schwinden des Eiscementes und ist der

---

[1] Ad. Blümcke und Finsterwalder haben die gleiche Schichtung bei Alpen-Gletschern beobachtet und erklären dieselbe ebenfalls als Druckwirkung. Dadurch, dass das Eis in die sandige Unterlage hineingepresst wird, sich verflüssigt und dann wieder gefriert, kommt eine derartige Schichtung zu Stande, wie die Verfasser auch experimentell nachweisen (Ber. d. k. bayr. Akad. d. Wiss. 1890, 20 [3], S. 435 und Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenv. 1891, 22, S. 75; auch Fortschritte d. kosm. Physik im Jahre 1893, Braunschweig 1895, S. 677 f.). Eine Aufnahme der sandigen und steinigen Unterlage in den Eiskörper, wie sie die Verfasser annehmen, kommt vor, und so kann zweifellos auch auf diese Weise die Schichtung entstehen; indessen besteht dieselbe beim Inlandeise mehr in einer Neuordnung der im Eise schon vorhandenen fremden Bestandteile durch Druck, wie in erster Linie die Wechsellagerung von Schmutz- und Lufthorizonten beweist.

[2] Meddelelser om Grønland I, S. 132.

Schuttbestand, welchen das betreffende Eisgebiet führte. Ich habe am Rande nirgends eine Mächtigkeit dieser reinen Grundmoränen beobachten können, welche den Betrag von 1 bis 2 m überstieg. Sie war am dicksten dort, wo das Eis in Verebnungen und Stufen hineintrat, und fehlte vollkommen, wo es auf kahlen Felshängen hinabzog (Tafel 29).

Unter dem Eise sah ich die Grundmoräne vor der Nordstufe, in der zweiten Nische und auf der Tasiusak-Stufe. An der ersten Stelle bestand sie aus einzelnen Steinen, welche auf dazwischen vortretenden anstehenden Felsflächen lagen, und ebenso war es auf der Tasiusak-Stufe. In der Bachhöhle, welche von der zweiten Nische ausging, konnte ich sie am weitesten unter das Eis verfolgen; ich fand in kurzem Abstand vom Eingang einen etwa mannshohen Blockwall, der den Kanal durchquerte, dann zwischen losen Blöcken auch wieder anstehenden Fels und dann weiter nach unten eine dickere Blockpackung, welche wie ein Schuttkegel auf einer steilen Neigung des Bodens lag und diesen verhüllte. Das Ende dieser stärkeren Packung habe ich nicht erreichen können, weil uns bei diesem Besuch das Licht versagte und die Höhle einige Tage darauf zusammenstürzte. Ich hielt diese Packung für eine lokale Anhäufung und habe gefunden, dass die Grundmoräne unter dem Eise, wie am Rande im allgemeinen keine grosse Mächtigkeit hat. Dass das feinere Material in den Hohlräumen unter dem Eise seltener ist, ist nicht wunderbar, weil es durch das Wasser fortgeführt wird.

Die Randmoränen erreichen dagegen im Karajak-Gebiet eine Mächtigkeit von 30 bis 40 m und stellen entschieden im allgemeinen eine Häufung von Steinblöcken dar. Man findet sie auf der Tasiusak-Stufe in zwei bis drei kurzen intermittierenden Zügen nebeneinander, doch erreichen sie hier nur die geringe Höhe von 1 bis 3 m. Ich wies schon darauf hin, wie die Randmoräne an der nördlichsten Eiszunge des Hüttensees die Form des breitesten Schmutzbandes daneben vollkommen nachahmt (Tafel 16), und es unterliegt keinem Zweifel, dass sie dadurch entstand, dass die Eiszunge vor kurzer Zeit höher hinaufreichte, wie auch die Seite 64 besprochene alte Eisgrenze anzeigt. Da das Eis eine geringe Bewegung in den Hüttensee hinein besitzt, ist die geringe Häufung an der Zunge leicht zu verstehen. Zwischen und neben den Moränen liegen dünne Blockschüttungen, ohne aber die anstehenden Felsen ganz zu verhüllen.

Mächtiger (5 bis 8 m) ist die Randmoräne in der zweiten Nische, wo eine Eiszunge sich heute auf sie herauflegt und eine zur Moränenabdachung parallele Schichtung besitzt. Ebenso ist es oberhalb des kahlen Felshanges, der zur zweiten Nische herabführt; dort krümmt sich die Moräne über eine sanft unter das Eis einfallende Felsfläche hinweg.

Zwischen diesem Moränenstück und jenem der Aufgangsnische ist eine Unterbrechung; doch weiss ich nicht, ob die Moräne fehlt oder im unteren Teil des Randsees nur vom Eis überquollen ist. Ich halte das letztere für wahrscheinlich, weil die Randmoräne nahe unserer Aufgangsstelle in einer stark vortretenden Eiszunge, ohne an Höhe abzunehmen, verschwindet (Tafel 14).

Im oberen Teil des Aufgangsrandsees hat die Moräne eine Höhe von etwa 20 m und ist mit der letzten Wölbung des Eises zu einem Hange vereinigt, in welchem ihre Oberfläche nur eine kurze Stufe bildet (Tafel 14, Abbildung 10). In der gleichen Weise zieht sie noch etwas aufwärts fort, bis sie dort völlig unterbrochen ist (Tafel 24), wo die Felsen des Kulm-Massivs bis dicht an den Eisrand vortreten und den engen Zwischenraum noch mit einer Halde eckiger Gesteinstrümmer füllen. Weiter nördlich tritt die Moräne vor der Seenplatte und vor dem Osthange der Stirnspitze mit Höhen von 10 bis 20 m intermittierend auf. In dem Eisrand wechseln dort steile Wände mit Wölbungen ab, und die Moräne ist mit den letzteren meistens zu einem Hange vereinigt, während sie bei den ersteren häufig ganz fehlt.

Vor der Nordstufe hat die Randmoräne eine Höhe von 30 bis 40 m und begleitet als fortlaufender Steinzug den Karajak-Nunatak fast bis zu seiner nördlichsten Zunge. Hier hat sie die mächtigste Häufung von Blöcken und überragt die Höhe der davorliegenden Felsen. Ihr Abhang zum Lande ist mit einem weissen Mantel von Schneeeis verkleidet, dessen Stärke mit der Jahreszeit wechselt und der stellenweise auch gänzlich verschwindet; unter demselben stösst man auf ein hartes Gemenge von Steinen, Lehm und Eis. Die Oberfläche der Moräne krönt die Höhe der letzten Wölbung des Eises und hat eine Breite von 5 bis 10 m; hier liegen grosse, mächtige Blöcke neben einem feineren grandigen und sandigen Material, doch so, dass die ersteren weit überwiegen. Im September war alles hart zusammengefroren; im Juni fanden wir stellenweise einen steinigen Sumpf, wie er auf Moränen häufig ist. Die Moräne folgt den Krümmungen des Landrandes und biegt sich nach aussen konvex in die Bucht der Nordstufe hinein (Karte 2). Über der steilen Felsfläche, mit welcher der Nunatak im Eise verschwindet, ist keine Moräne, dagegen hat sich an ihrem Fuss eine Schuttmenge gesammelt, und auch vor der seitlich in die tiefere Stufe des Felsen hineintretende Eiszunge liegt eine Steinhäufung (Tafel 13).

Das Material der Moränen des Karajak-Gebiets besteht hauptsächlich aus grossen und kleinen Steinen mit abgestumpften Ecken und Kanten und häufig auch mit deutlichen Schliffen und Schrammen. Zwischen ihnen liegt Grand und Lehm, doch überwiegt das gröbere Material, wie es auch in den alten Moränen der Fall war. Sehr allgemein sind die Steine mit einem feinen gelblichen oder grauen Staube dünn überzogen, den man an einzelnen Stellen auch neben und zwischen den Moränen zusammengespült findet.

Die Analyse des feinen Materials bringe ich später im Zusammenhang mit ähnlichen Bildungen; die Steine der Moränen gehören im Karajak-Gebiet ganz ausschliesslich zur Gneissformation und gleichen vollkommen den Bildungen, aus denen der Karajak-Nunatak selbst besteht. Kein sedimentäres oder jung vulkanisches Gestein war darin zu finden, welches einen ferneren Herkunftsort anzeigen könnte, alles konnte ebenso gut auch der unmittelbaren Nähe entstammen. Die Zusammensetzung der Moränen giebt also sowohl nach meinen, wie nach Dr. Vanhöffen's

Beobachtungen über die Weite und die Richtung des Transports nicht den geringsten Anhalt.

Dagegen beweist die Form der Moränen, dass sie durch Bewegung zusammengehäuft sind, wenn wir von den wenigen Stellen, wo nur Grundmoräne auftritt, absehen, und es entsteht die Frage, ob die Randmoränen des Inlandeises den Seiten- oder den Endmoränen der Alpen-Gletscher entsprechen.

In dieser Hinsicht ist zunächst der Umstand von Wichtigkeit, dass die Moränen eine besondere Entwickelung auf den Stufen und Verebnungen haben, in welche die Inlandeiszungen hineintreten, und dass sie dort fehlen, wo sich das Eis auf einem kahlen Felshange abwärts bewegt. Wäre in dem letzteren Falle eine Moräne vorhanden, so könnte es nur eine Seitenmoräne sein, weil z. B. in dem Abfall zur Tasiusak-Stufe die ganze Bewegung parallel zum Lande, also im Sinne des Eisstroms erfolgt. In dem ersteren Falle herrscht in den Zungen der Tasiusak-Stufe das selbständige Vordringen des Inlandeises gegen das Land hin, für welches die Schuttanhäufungen Endmoränen-Bildungen sind.

Besonders wichtig ist die Randmoräne vor der Nordstufe des Nunataks. Auch hier herrscht in einigem Abstand vom Lande noch eine geringe Bewegung in dem Sinne des Grossen Karajak-Eisstroms, also parallel zum Lande; dicht am Lande ist dies nicht mehr der Fall. Dieses Strömen könnte aber die Randmoräne nicht als Seitenmoräne gebildet haben, auch wenn es bis zum Lande vorhanden wäre, weil in seiner Richtung aufwärts keine höheren Felsen liegen und es keine Stellen berührt hat, von welchen es den Schutt herabführen könnte. Man könnte einwenden, dass das Strömen hier in der Vorzeit ein dem heutigen entgegengesetztes war, und dass das Moränenmaterial dann von den höheren Felsen der Stirnspitze herkam; doch das ist wenig wahrscheinlich, weil die Felsen, welche die Moräne begleitet, niedriger sind, als diese. Bei stärkerem Schwellen des Eises musste die Nordstufe selbst überquollen sein und konnte nicht den Rand abgeben, an dem sich eine Seitenmoränen-Bildung entlang zog. Auch ist der Einfluss des Grossen Karajak vor der Nordstufe noch so fühlbar, dass an ein Strömen in entgegengesetzter Richtung nicht zu denken ist, wenn wir von der moränenfreien, äussersten Landzunge absehen. Es fehlt also für die Randmoräne der Nordstufe der Bewegungsverhältnisse wegen die Möglichkeit, sie als Seitenmoräne zu fassen.

So kann sie nur eine Endmoräne sein. Ob auch hier eine horizontale Inlandeis-Bewegung, wie auf der Tasiusak-Stufe, vorhanden ist, kann ich nicht durch Zahlen beweisen, doch ist daran nicht zu zweifeln, weil für den äusseren Eindruck das ostwestliche Vordringen gegen das Land vor der Bewegung des Eisstromes weit überwiegt. Die Richtung der Blaubänder, welche sich in die Bucht der Nordstufe hineinkrümmen, wie in die Hüttenbucht, spricht auch dafür, dass eine ähnliche Horizontal-Bewegung, wie jene, die ich auf der Tasiusak-Stufe maass, vorhanden ist und die mächtige Randmoräne der Nordstufe als Endmoräne gehäuft hat. Von besonderem Interesse ist, dass das Maass der Häufung die



E. v. Drygalski phot.

Randmoräne des Inlandeises kurz vor dem Absturz des Sermilik-Eisstroms.

9. Juli 1892.

davorliegenden Felsen an Höhe übertrifft; wir haben hier also eine Stauung, über deren Wesen ich bei Behandlung der Bewegungsart das Nähere bringe.

Die ersten Mitteilungen über derartig aufgehäufte und angestaute Moränen hat die Expedition von J. A. D. Jensen und A. Kornerup gebracht, der wir in allen Stücken wertvolle und grundlegende Aufschlüsse über das Inlandeis Grönlands verdanken. Auch Kornerup beschreibt eine Moräne, welche den Nunatak, den sie umkränzt, an Höhe übertrifft, und giebt eine eingehende Darstellung der Formen, in welcher die Grundmoräne des Inlandeises später als Endmoräne in die Erscheinung tritt. Neben solchen, die sich im Eise aufwärts bewegt haben, findet man auch solche, die sich über Eisflächen breiten, welche tiefer liegen, als der Boden desjenigen Eises, das die Moräne bildet.[1]

Ich habe die Überzeugung gewonnen, dass eine Unterscheidung zwischen der Grundmoräne und dem im Eise verteilten Schutt nicht durchzuführen ist, weil sie damit in unmittelbarem Zusammenhang steht und keine besonderen Häufungen vorstellt; aber die Randmoränen des Karajak-Gebiets und besonders der Nordstufe zeigen unzweifelhaft eine kräftige Häufung am Eisrande an, welche einen Transport des Schuttes gegen das Land und zum Teil auch eine Aufwärtsbewegung desselben zur Erklärung verlangt. Dass die Art der Inlandeisbewegung dem nicht widerspricht, werde ich später erörtern.

Von den sonstigen Moränenbildungen des Karajak-Gebiets wäre noch eine Form zu bemerken, welche sich beim Rentier-Nunatak, wie beim Nordende von Nugsuak findet (Tafel 18 und 22), nämlich Bogen, welche ihre konvexe Seite gegen das Vordringen des Inlandeises kehren. So weit ich das Vorkommen am Rentier-Nunatak aus der Ferne beurteilen konnte, würde man es als einen an der gegen die Bewegung des Inlandeises gekehrten Seite der Felsen aufgestauten und dann durch die Bewegung langgezogenen Steinzug auffassen können, wie es auch einigen von A. Kornerup mitgeteilten Bildungen entspricht. Der Moränenbogen vor dem Nordende von Nugsuak erscheint wie eine Endmoräne, welche ein von dem Lande gegen das Eis strömender Eisarm geschaffen hat. Da dort ein Thalzug am Eisrande endet, wäre diese Auffassung möglich, obgleich heute jenes Gebiet von Hochlandeis frei ist.

Die Beziehungen zwischen Eis und Land.

Wenn ich auf den Inhalt dieses Abschnitts einen kurzen Rückblick werfe, so habe ich darin die Beziehungen des Eises zum Lande im Karajak-Gebiet nach verschiedenen Richtungen darzustellen versucht. Es zeigte sich, dass dieselben in manchen Einzelheiten den Beziehungen der Alpen-Gletscher zu ihren Uferfelsen gleichen, doch auch, dass sie in anderen und sehr wesentlichen Punkten davon abweichen.

[1] Meddelelser om Grønland I, S. 129—139. Französische Übersetzung von F. Johnstrup ebendaselbst S. 186—192.

Aus grösseren Höhen im Osten und Nordosten senkt sich ein weiter Eishang gegen das Land und dringt mit zerklüfteter Oberfläche gegen die Lücken hin vor, welche den Karajak-Nunatak begrenzen. Der Rentier-Nunatak unterbricht und teilt diesen Eishang, ohne aber das Bild des ostwestlichen Vordringens wesentlich zu stören: er drängt einen breiten Eisarm um sein Südende herum, der aber dann mit der Hauptmasse wieder gänzlich verschmilzt. Erst der Karajak-Nunatak führt die Teilung durch und löst das allgemeine ostwestliche Vordringen in zwei lebhaft bewegte Eisströme auf, welche erst im Meer enden. Ihre Bewegung ist sichtlich abgelenkt und durch den Verlauf der Felsen bestimmt, doch daneben finden sich auch noch Spuren des allgemeinen Vordringens in den Eiszungen, welche die Hauptmasse in die Stufen und Verebnungen der Felsen entsendet. Obgleich die Bewegung parallel zum Lande, insbesondere beim Grossen Karajak-Eisstrom, weit in das Inlandeis hinein bemerkbar ist, sind die Spuren des Vordringens gegen das Land heute noch nicht vollkommen getilgt, und die Felsen des Karajak-Nunataks verraten ihre grössere Verbreitung für die Vorzeit.

Von den Eigentümlichkeiten der Eisoberfläche gehorchen Bachläufe und Spalten, wenn wir bei den letzteren von den Randspalten absehen, der Bewegung des Eisstroms parallel zum Lande und stehen nach Richtung und Art zu den Landformen, welche die Bewegung des Inlandeises zum Eisstrom abgelenkt haben, in der gleichen Beziehung, wie die ähnlichen Bildungen der Alpen-Gletscher zu den Thalwänden. Die Spalten sind in erster Linie durch die Bewegung bedingt.

Anders steht es mit den Blaubändern und den Moränen. Erstere sind zu verstehen, wenn man bedenkt, dass streckenweise neben der Bewegung des Eisstroms die allgemeine Bewegung des Inlandeises gegen das Land hin besteht, wie ich es auf der Tasiusak-Stufe durch Zahlen nachweisen kann. Auch die Moränen lassen sich aus verschiedenen Gründen nicht als Seitenmoränen auffassen, was sie für die Bewegung des Eisstroms darstellen würden, sondern müssen Endmoränen sein, welche das Vordringen des Inlandeises und ein gewisses Schwellen am Lande gehäuft und gestaut hat.

Was den Kryokonithorizont und die Schichtung betrifft, so waren dies Erscheinungen, die von den Alpen-Gletschern ähnlich bekannt sind. Sie stehen beide in deutlicher Beziehung zum Lande; doch sie haben mit der Bewegung des Eises wenig zu thun und tragen insofern nicht dazu bei, den Unterschied zwischen Gletscher und Inlandeis zu klären. Aber für den Charakter des Inlandeises selbst sind sie von hoher Bedeutung, weil der Kryokonithorizont für den gegenwärtigen Zustand eine feste Marke bildet und die Schichtung die Schwankungen des Eises in längeren Perioden zur Anschauung bringt. Die Schichtung in ihrem gegenwärtigen Zustand ist von verhältnismässig junger Entstehung, doch in ihrer Verteilung kann sie auch über die Bewegungsformen manche Aufklärung bringen.

So ergiebt sich schon aus der äusseren Darstellung des Inlandeises, dass dasselbe in Einzelheiten vom Lande abhängig ist, jedoch in den Hauptzügen ihm

fremd gegenübersteht, und wir können mit einiger Sicherheit die Profile der Tafel 8 und der Abbildung 16 auch für den der Beobachtung entzogenen Untergrund des Inlandeises in grossen Zügen ergänzen, wie es in den Zeichnungen im Ansatz geschah.

Abbildung 16.

Querschnitt durch den Inlandeisrand und die Nordstufe des Karajak-Nunataks.
Maasstab 1:50000. Höhe im natürlichen Verhältnis zur Länge.

Nur in dem untersten Teil des Grossen Karajak (Tafel 8, Schnitt c) ist das Inlandeis ein in die Landformen, wie ein Gletscher, eingebetteter Strom; b zeigt den Übergang, der schon auf der Tasiusak-Stufe herrscht, und a, sowie Abbildung 16, die unbedingte Auflagerung auf ein zunächst flach schalenförmig eingetieftes, aber dann auch wieder in Hügelformen gegen Osten sanft ansteigendes Land.

Das Inlandeis steht diesem Lande fremd gegenüber, weil die anliegenden grösseren Landhöhen eisfrei, also nicht im stande sind, selbständig Hochlandeis zu erzeugen und zu erhalten.

Die Grenze zwischen den Gebieten der Einlagerung und der Auflagerung bildet der scharfe Abfall des Inlandeises zur Stufe von Tasiusak, welcher unbedingt durch einen Abfall des Untergrundes veranlasst wird, wie man am westlichen Rande sieht, wo der Abfall den Südhang des Seebergs nach Osten hin fortsetzt. Das innere Hochland fällt zunächst zur Tasiusak-Stufe und dann in einem zweiten Hange zum Meer hinab; ich halte den ersten Abfall an der Westseite für den Schluss des Karajak-Fjordes und sehe in den Oberflächenverhältnissen des Eisstroms keinen Grund, um unter ihm eine Fortsetzung des Fjordes durch ein Abflusssystem des inneren Grönland anzunehmen. Für die Ostseite kann man das nicht mit derselben Sicherheit sagen, obgleich auch dort ein Abfall besteht.

Nähere Aufschlüsse für die hier aus der Betrachtung der Oberflächenformen entwickelten Anschauungen über die Beziehungen des Eises zum Lande erhält man aus der Verteilung und der Stärke der Bewegung des Eises, auf die ich schon vielfach hinweisen musste. Ehe ich mich jedoch der Darstellung derselben zuwende, sei es gestattet, zunächst noch die an das Karajak-Gebiet anschliessenden Eisbezirke im Süden und im Norden einer vergleichenden Betrachtung zu unterziehen.

Fünftes Kapitel.

Nugsuak und die Disko-Bucht.

Bei dem Grossen Karajak-Eisstrom, den ich im vorangehenden Abschnitt geschildert habe, beruht die Heftigkeit der Bewegung und die Produktion von Eisbergen darauf, dass das Inlandeis durch eine breite Lücke des Küstensaums, durch die es schon im Hintergrund in weitem Umkreis beeinflusst erscheint, in dem verhältnismässig kurzen Verlauf von etwa 7 km einen besonders tiefen Meeresboden erreicht. Ehe wir nun die Eigentümlichkeiten des Eisrandes weiter gegen Norden und in kurzem Überblick auch an der Ost- und südlichen Westküste Grönlands verfolgen und die verschiedenen Formen seiner Berührung mit dem Meer, wollen wir vorher die andere Meeresbucht betrachten, in welcher der Eisrand unter ähnlichen Bedingungen, wie im Karajak-Gebiet, liegt. Denn die beiden grossen Buchten Nord-Grönlands haben nicht allein in geographischer und biologischer Beziehung manche gemeinsame Züge, sondern auch in ihrem Verhältnis zum Eisrand: von den fünf grössten Eisströmen liegen zwei, der Grosse Karajak und der Umiamako, in den Fjorden der Nordostbucht, und in denen der Disko-Bucht ebenfalls zwei, die Eisströme von Torsukatak und von Jakobshavn.

Die Halbinsel Nugsuak und das Inlandeis.

Die Scheide zwischen den beiden Buchten bildet die Halbinsel Nugsuak, die nach K. J. V. Steenstrup eine Grösse von 7470 qkm besitzt; sie ist einer der grössten zusammenhängenden Landkomplexe Nord-Grönlands und bildet für das Inlandeis eins der breitesten Hindernisse für seinen Zutritt zum Meer. Wie schon erwähnt ist, besteht der westliche Teil der Halbinsel aus jungen Sedimenten und Trapp, der östliche Teil überwiegend aus Gneiss; die Grenze zwischen beiden Gebieten bildet im allgemeinen eine Zone zwischen Kome am Umanak-Fjord und Naujat am Vaigat, doch ziehen sich niedrige Gneisshügel an der Nordküste noch eine Strecke darüber gegen Westen hinaus, und andererseits greifen Trapplagen, die

das Gneissland bedecken, auf der Höhe mindestens bis zum Asakak-Gletscher gegen Osten über die Grenze hinüber.

Die grössten Höhen von Nugsuak liegen etwa in der Mitte, also dort, wo sich Gneissland und Trappland berühren, und erreichen Beträge von 2000 m und mehr. Von hier an senkt sich die Oberfläche der Halbinsel zuerst langsam und dann schneller nach Westen, um an der Westspitze, wo die kleine Handelsstelle Nugsuak liegt, mit sanften Abhängen und zuletzt mit niedrigen Schären im Meer zu verschwinden. Auch im Osten sind die Höhen geringer, und wir sehen das Gneissland, dessen steile Küsten in der Gegend von Kome bis 1600 und beim Asakak-Gletscher noch bis 1200 m emporsteigen, bei Elven nur noch 950 m und bei Itivdlek 800 m erreichen, um dann schliesslich jenseit Iterpiluak mit Höhen von 600—700 m den Eisrand zu begleiten und mit sanften Neigungen bei 400—500 m darunter zu verschwinden. Die Küsten der Halbinsel haben den Charakter, den wir im zweiten Kapitel geschildert haben: sanfte, von typischen Erosionsrinnen durchfurchte Gehänge, wo die sedimentären Schichten beträchtlichere Höhen erreichen — also im Umanak-Fjord westlich von Kome bis gegen Ujarartorsuak hin und im Vaigat westlich von Naujat bis über Patoot hinaus —, und darüber die stufenförmig aufsteigenden, steilen Formen der Trapplagen; das Gneissland hat unzugänglich schroffe, fast senkrechte Wände und klotzige Massive.

Die Halbinsel wird in der Längsrichtung durch eine tief und breit geschnittene Furche zerteilt, welche drei grosse Seen enthält, an denen die Grönländer gern der Rentierjagd nachgehen. Zwei derselben, Tasek-ujordlek und Tasersuak werden gegen Westen in einem breiten Thal durch einen etwas erheblicheren Strom, Marrak, entwässert, der dritte, Tasersuak, strömt gegen Osten zum Torsukatak-Fjord ab. Der letzte See hat nach Steenstrup[1] die Höhe von 75 m, und die andern beiden liegen nicht höher; die Hochflächen der Halbinsel sind also ausserordentlich tief von der Seenfurche durchschnitten. Eine Unterbrechung darin bildet die Wasserscheide zwischen den beiden Abflussrichtungen (690 m), von der es sehr steil nach Osten, wie nach Westen zu den Seen der Furche hinabgeht. In dieser Wasserscheide wachsen die nördlich und südlich der Seen gelegenen Massive mit einander und mit der Majorkarsuatsiak-Klippe zusammen, die sich in schroffen Formen bis etwa 1000 m Höhe erhebt und durch ihre isolierte Lage in der Mitte der Halbinsel einen imponierenden Eindruck gewährt. Nördlich vor ihr liegt das weit verästelte Quellgebiet von Elven, das sie um etwa 500 m überragt, von Süden her steigt sie über 900 m aus der Seenfurche empor, und gegen Westen fällt sie über 300 m steil zur Wasserscheide der Seen hinab. Auch im Osten ist sie durch eine Scharte begrenzt, setzt dann aber mit abnehmender Höhe fort und bildet einen Gebirgszug, der die nördliche von der südlichen Abflussrichtung scheidet und schliesslich mit Höhen von 500—600 m am Inlandeise endet. An der Nordseite dieses Zuges liegen

[1] Meddelelser om Grønland V, S. 17.

die Quellgebiete von Elven und Itivdlek, an der Südseite verläuft die tiefe Furche. in der Tasersuak liegt.

An der Majorkarsuatsiak-Klippe führen die Schlittenwege vorüber, welche die Disko-Bucht mit dem Umanak-Fjord verbinden. Man wählt zum Eingang in die Halbinsel eins der eisfreien Thäler östlich von Ekaluit, am liebsten Elven oder auch Itivdlek, und kommt in ihnen ohne beschwerliche Steigung zu den Quellgebieten der Bäche an der Nordseite der Klippe hinan. Von dort gewinnt man am besten die Höhe einer Terrasse, welche die Klippe lange Strecken begleitet, und dann in steilem, aber kurzem Anstieg die Wasserscheide der Seenfurche (690 m). Man kann zum Übergang nach Süden auch die Scharte benutzen, welche die Klippe im Osten begrenzt (Boye's Weg); desgleichen ist der Gebirgszug, der sich daran gegen Osten anschliesst, noch mehrfach geschartet und gut zu überschreiten. Der Abstieg des Schlittenweges nach Süden von der Wasserscheide westlich der Klippe, oder einer der östlichen Scharten, ist über 400 m hoch und durch seine grosse Steilheit der beschwerlichste Teil des Weges; man fährt jedoch nicht bis zum Seespiegel (75 m) hinab, sondern hält sich auf den flachen Hängen an seiner Seite in etwa 280 m Höhe. Danach muss man wieder eine unbedeutende Wasserscheide zwischen Tasersuak, der gegen Osten abfliesst, und einem Bach, der direkt nach Süden hinabführt, etwa 100 m hinan, um dem letzteren dann in einem breiten Thal stufenweise abwärts zu folgen und die Disko-Bucht nördlich von Kekertak schliesslich in einem steilen Abhang von fast 100 m Höhe zu erreichen.

Durch die Längsfurche der grossen Seen und den Schlittenweg wird die Halbinsel Nugsuak in vier Teile zerlegt, die sich wesentlich durch die Entwickelung des Hochlandeises und ihrer Gletscher unterscheiden. Die stärkste Entwickelung ist in dem massigen Gneissklotz nördlich der Seenfurche und westlich von Elven. Die weiten Hochflächen desselben, die sich von 1600 m aus der Gegend von Kome bis auf 1000 m am Schlittenweg senken, tragen eine fast einheitliche Eisdecke, welche die Buckel und Wellen des Plateaus überzieht und an den steilen Wänden breiter Thaltröge hinabquillt, um in der Tiefe zu grossen Thalgletschern zu verschmelzen. Auf diese Weise strömen nach Norden zum Umanak-Fjord eine ganze Reihe mächtiger Gletscher ab, auf die ich später eingehen werde, und auch nach Süden zur Seenfurche kommen einige Eiszungen nieder. Wir haben hier das Abströmen einer Hochlandeisdecke nach allen Seiten, wo sich im Rande des Plateaus eine Einschartung oder Thalbildung findet.

Das Gneissmassiv südlich der Seenfurche und westlich des Schlittenweges ist weniger ausgedehnt als das nördliche; es reicht im Westen nur bis zu einem breiten und tiefen Thal, in dem man von Sarkak aus zur Seenfurche hinüberkommt. Das Hochlandeis ist besonders auf seiner Nordseite entwickelt, wo es mehrere Gletscher zur Seenfurche hinabschickt, von denen einer auf der hohen Wasserscheide der Seen in einer breiten Zunge endet; zwischen den Gletschern liegt das Eis mit steilen Rändern oben an der Kante des Plateaus. An der Südseite des Massivs habe ich nur einen Gletscher von mittlerer Grösse gesehen.

Östlich des Schlittenweges ist die Höhe von Nugsuak geringer und die Entwickelung des Hochlandeises weniger beträchtlich, um in der Nähe des Inlandeisrandes ganz zu verschwinden. Die Küsten sind auch in diesem Teil der Halbinsel schroff und steil, doch das Innere ist abgerundeter und mehr aufgelöst, als westlich des Weges: besonders bildet das Quellgebiet von Elven eine breite Senke, die sich gegen Osten hinzieht und das nördlich der Seenfurche gelegene Massiv noch einmal teilt, indem sie den Rücken der Majorkarsuatsiak-Klippe von den Massiven scheidet, welche unmittelbar die Küste des Fjordes begleiten. Die Klippe selbst trägt eine Eisdecke, von der ein Gletscher herabströmt, und zwar in weitem Umweg nach Osten ausbiegend, in sanfter Neigung und nicht direkt an der steilen Nordwand der Klippe. Auch südlich von Tasersuak haben die Höhen neben dem Schlittenweg Eishüllen, die mehrere Gletscher entsenden. Vor dem einen pflegen die Grönländer bei ihren Fahrten durch die Halbinsel zu rasten, weil dort den ganzen Winter hindurch fliessendes Wasser zu finden ist. Er strömt auch im Bogen auf sanftem Abhang von der Höhe hinunter und endet am Schlittenweg in einer breiten Zunge, während auf der schroffen Felswand daneben das Eis oben in einem Steilrande abbricht, von dem nur an einer Stelle eine kurze Eiszunge abwärts fliesst, die so aussieht, als ob Wasser aus dem Eisrand entquollen wäre und die Felswand oberflächlich überrieselt hätte, ehe es erstarrte.

Gegen das Inlandeis hin findet man auf den Höhen der Halbinsel noch vereinzelte Eisbildungen und kurze Zungen, die davon ausgehen, aber nicht mehr weite Decken und mächtige Gletscher, wie westlich des Schlittenweges; mit dem Inlandeise selbst stehen die Eisbildungen, welche auf diesen Höhen von Nugsuak entstehen, in keiner Berührung. Die neutrale Zone, welche in beträchtlicher Breite den Eisrand begleitet, lässt hier, wie auf dem Karajak-Nunatak keinen Zweifel aufkommen, dass die nahen Formen des Landes an der Entstehung des Inlandeises unbeteiligt sind, und dass dieses ein seinem Ursprung fremdes Gebiet von fern her durchdringt.

Der Inlandeisrand krümmt sich in drei grossen Bogen in die Halbinsel hinein, von denen der mittelste am weitesten vortritt. Der nördlichste liegt auf der Höhe der beiden Thaläste, die vereint in Iterpiluak münden: ein kurzer Vorstoss des Inlandeises würde diese nicht sehr eingetieften und wenig ausgearbeiteten Rinnen erfüllen und durch Abtrennung der Nordspitze von Nugsuak noch einen zweiten Nunatak von der Form und der Grösse des Rentier-Nunataks bilden. Der Eisrand hat dort Höhen von etwa 500 m und umquillt die Nordecke von Nugsuak mit starker Neigung und an der Seite von einer dunklen Randmoräne begleitet. Eine zweite Moräne schliesst sich daran und krümmt sich hinter dem Thalschluss von Iterpiluak in das Inlandeis hinein (Karte 2), wie ich Seite 113 erwähnt habe.

Der zweite und grösste Bogen des Inlandeises wird im Süden durch die östliche Fortsetzung der Majorkarsuatsiak-Klippe begrenzt, welche im Quellgebiet von Itivdlek nur durch ein trogförmiges Thal von dem Küstenmassiv getrennt

wird und nicht mehr durch eine breite Senke, wie im Quellgebiete von Elven. Gleich jenseits der Wasserscheide, die man von Itivdlek gegen Osten bei 550 m Höhe überschreitet, tritt jedoch das Küstenmassiv wieder gegen Norden zurück, so dass sich der Abstand zwischen ihm und dem Majorkarsuatsiak-Rücken erweitert, und eine grosse Bucht entsteht, deren Boden nur 375 m hoch liegt; in diese senkt sich das Inlandeis, wie eine Gletscherzunge von gewaltiger Breite, mit mässiger Neigung der Oberfläche hinein und endet mit einer sanften Wölbung, und schliesslich in niedrigen Eisbuckeln, die auf dem Boden der Bucht noch in einigem Abstand von ihrer westlichen Felsenumrandung verlaufen. Von hier aus kann man das Eis mit leichter Mühe ersteigen, während die Seitenränder dieser Eiszunge meistens steil sind.

Von dem Nordrande der Bucht tritt ein Felszug in das Eis hinein, der eine Seitenbucht im Westen begrenzt. Ihr Boden hat etwa 500 m Höhe und war im April 1893 mit einer Menge von Eisblöcken und Schollen übersät, so dass wohl zweiffellos ein Randsee bestanden hatte, in welchem die Eiszunge, die vom Rande in die Nebenbucht vortritt, zerbricht. Hier endet ein Thalzug, welcher möglicher Weise zum Südast des Iterpiluak-Thals hinüberführt; er zeigt oberhalb der Bucht des Randsees eine Erweiterung, so dass das Massiv zwischen Itivdlek und Iterpiluak auch hier noch eine wesentliche Unterbrechung seiner Hochflächen erfährt. Westlich von dieser Nebenbucht tritt der Eisrand noch an einer Stelle, wo ein kleiner Bach den nördlichen Felsrand durchbricht, etwas vor, sonst ist er recht gleichmässig gekrümmt und meist sehr steil. An einigen Stellen der etwa 30 m hohen Eiswände zeigten sich Schmutzbänder, welche in verschiedenen Krümmungen und nicht ganz parallel zum Boden verliefen.

Die Oberfläche des Inlandeises in dieser Bucht ist ausserordentlich gleichmässig und ruhig. Ihr Aussehen steht in scharfem Gegensatz zu den Gebieten im Hintergrunde des Karajak-Fjordes; hier kann man nur mit Steigeisen mühsam vorwärts kommen, dort sahen wir auf den weiten Flächen in ruhigem Gang einige Rentiere wandern. An einer Stelle schien ein etwas dunklerer Streif in der weissen Decke auf das Vorhandensein einer Spalte zu deuten, doch daneben setzten die Eisflächen wieder gleichmässig ruhig fort. Es ist möglich, dass die Schneehülle, unter der wir jenes Gebiet im April 1893 sahen, manche Spalten verhüllte, doch besteht sicher ein grosser Gegensatz gegen die wilde Zerrissenheit im Hintergrunde der Fjorde; ein Vordringen in das Inlandeis von dieser Bucht aus dürfte keine Schwierigkeit haben.

Die heutigen Randmoränen sind in Nugsuak nicht kräftig entwickelt; sie liegen, so weit ich sie gesehen habe, nur in den unteren Teilen des Eisrandes und ragen nicht bis zur Oberfläche hindurch. In einigem Abstande vom Eisrande liegen jedoch auf der Oberfläche des Eises zwei kleine Steinansammlungen von länglicher Form, die vielleicht auf Felsspitzen, die das Eis durchsetzen, zurückzuführen sind; ich habe dieselben schon im Zusammenhange mit ähnlichen Bildungen, die A. Kornerup beschrieben hat, Seite 109 besprochen.

Sehr stark sind die alten Moränen entwickelt, welche als fortlaufender Steinwall den ganzen Nordrand der Bucht, wie eine Terrasse, begleiten. Ihre Oberfläche liegt beträchtlich höher, als das Eis daneben, und hat oben eine Verebnung von 5–10 m Breite. Die Böschungen sind steil und gegen das Eis hin etwa 50 m hoch; sie waren im April meist mit Schnee verkleidet, während die Schneedecke auf der Oberfläche lückenhaft war. Zwischen der Moräne und dem Eisrande ist eine tiefe Kehle, und zwischen ihr und dem Lande eine flachere, in der ein Bach, welcher sich hier und dort seeartig erweitert hatte, ausgefroren war. Er schneidet kurz vor dem Westende der Moräne durch diese in einer tiefen Rinne zum Eise hindurch. Westlich davon wird die Moräne niedriger und zerstückter, und vor dem vorderen Ende der Eiszunge sind nur noch vereinzelte kurze Steinzüge vorhanden.

Den Südrand der weiten Bucht durchschneidet ein breites Thal, welches wahrscheinlich zu der tiefen Seenfurche bei Tasersuak hinüberführt, und südlich von dem niedrigen Felsrücken, der dasselbe im Osten begrenzt, tritt der Eisrand in einem dritten Bogen in die Seenfurche selbst hinein. Ich habe diese Gegend freilich nicht besucht, und Peary[1], der sie begangen hat, giebt darüber keine Auskunft; doch erwähnt A. Helland[2], dass ein Arm des Inlandeises ehemals durch die Bucht westlich von Nuk das Meer erreichte, welcher dann von der Seenfurche her die niedrige Scheide gegen die Bucht überstömt haben muss. Demnach scheint also eine Einsenkung in der Verlängerung der Seenfurche bis zum Eise fortzuziehen, und ich glaubte auch aus der Ferne zu erkennen, dass sich sein Rand dort noch einmal etwas tiefer in die Halbinsel hineinbiegt.

Die Disko-Bucht vom Torsukatak- bis zum Pakitsok-Fjord.

Die Halbinsel Nugsuak wird im Norden, wie im Süden von Eisfjorden begrenzt, die zu den produktivsten Nord-Grönlands gehören; dort ist es der Grosse Karajak, hier der Torsukatak. Man könnte denken, dass das Inlandeis deshalb gerade zu beiden Seiten von Nugsuak machtvoll vordringen muss, weil es durch die Stirne der Halbinsel in grösserer Breite, als sonst, vom Meer abgesperrt wird; indessen fällt für die Produktivität der Grenzfjorde der Umstand mehr ins Gewicht, dass diese besonders lange und breite Ausläufer der grossen Meeresbuchten sind und deshalb tiefer, als andere Fjorde, in das Inlandeis einschneiden.

Ich habe den Torsukatak-Eisstrom nicht selbst besucht und folge deshalb den Schilderungen von R. Hammer[3], K. J. V. Steenstrup[4] und A. Helland[5], welche zu verschiedenen Zeiten von Nuk aus an der Nordwand des Fjordes vorgedrungen

[1] Bull. of the Americ. Geogr. Society XIX, 1887, No. 3.
[2] Om de Isfyldte Fjorde og de glaciale Dannelser i Nord Grønland, S. 66.
[3] Meddelelser om Grønland VIII, S. 9 f.
[4] Ebendaselbst IV, S. 89 f. und V, S. 17 f.
[5] Om de isfyldte Fjorde og de glaciale Dannelser i Nord Grønland, S. 24 ff.

sind und den Eisstrom aus unmittelbarer Nähe gesehen und vermessen haben. Derselbe besteht aus zwei Armen, die noch bei seinem Ende im Meer durch einen abgerundeten Nunatak von einander getrennt sind. Der nördliche strömt in südwestlicher, der südliche in nordwestlicher Richtung, und die gemeinsame Breite, also die Strecke, in der das Inlandeis dort im Meer liegt, beträgt etwa 8000 m. Der nördliche Arm gilt nach der Aussage der Grönländer als der produktivere, und die Fülle der Eisberge ist häufig derartig, dass der lange Fjord vollkommen verstopft und sogar die Verbindung von Süden her mit der Handelsstelle Kekertak unterbrochen wird. Wir konnten uns im Juni 1891 sogar weiter aussen, zwischen Ritenbenk und Sarkak, nur mit Mühe zwischen den Eisbergen und Trümmern hindurchwinden, weil gerade ein Ausbruch des Eisfjordes stattgefunden hatte. Die Winterstauungen an sich reichen nicht so weit — wir fanden z. B. im Februar 1893 in der Mündung des Fjordes selbst, also südlich von Kekertak, das Meereis vollkommen ruhig und ungestört —, sind jedoch in der Nähe des Eisrandes so stark, dass auf einem Bilde, welches K. J. V. Steenstrup[1] im Mai 1879 aufgenommen hat, der Rand des Eisstroms vom Packeise nicht zu unterscheiden ist. Zu späterer Jahreszeit ist es möglich, wie A. Helland aus dem Jahr 1875 und R. Hammer von 1883 berichten.

R. Hammer hebt hervor, dass die Eisberge des Torsukatak-Fjordes häufig Lehm und Steine führen, und erklärt das dadurch, dass ausser dem Nunatak, welcher den Eisstrom teilt, noch verschiedene kleinere seinen südlichen Arm im Hintergrunde durchbrechen. Beimengungen von Schutt kommen auch bei den Trümmern anderer Eisfjorde vor, wie ich vom Grossen Karajak erwähnt habe. Sie stammen nicht allein von den Rändern der Eisströme, also von der seitlichen Berührung mit dem Lande, sondern auch von den unteren Teilen der Mitte, und werden dann sichtbar, wenn die Eisberge, die dort losbrechen, sich wälzen. Dass die Eisberge des Torsukatak besonders häufig Schuttbeimengungen zeigen, findet jedoch in dem Reichtum von Nunataks, wie Hammer erwähnt, eine gute Erklärung, weil diese besonders reichliche Berührungspunkte mit dem Lande bieten.

Aus der Zeichnung, die R. Hammer[2] von dem Torsukatak-Eisstrom gegeben hat, geht hervor, dass sich derselbe mit einer nicht unerheblichen Neigung zum Meer herabsenkt. A. Helland schätzt dieselbe auf zwei Grad, während die des Jakobshavner Eisstroms nach seiner Schätzung nur einen halben Grad beträgt: augenscheinlich strömt das Inlandeis im Torsukatak an Wänden hinab, die den Fjord im Hintergrunde abschliessen, wofür auch der Reichtum an Nunataks spricht. Ich finde keine Angabe darüber, dass der Eisstrom auch auf dem unteren Boden des Fjordes noch eine Strecke, wie der Grosse Karajak, mit geringerer Neigung fortströmt; er scheint vielmehr, wie der Sermilik, ohne eine solche letzte Stufe zu enden.

[1] Meddelelser om Grønland IV, Tav. IV, 1.
[2] Ebendaselbst VIII, Tav. I.

Ich werde später zu zeigen versuchen, dass von der Länge des Fortströmens auf dem Boden des Fjordes im Meer die Grösse der Eisberge abhängt, welche ein Eisstrom bildet. Hammer macht darauf aufmerksam, dass die Eisberge des Torsukatak niedriger sind, als die des Jakobshavner Eisfjordes, und weit mehr durch Niederstürzen vom Rande, als durch Ausbrechen ganzer Teile aus dem Rande entstehen. Diese Thatsache passt zu der Art, wie der Torsukatak das Meer erreicht, und würde sich erklären, wenn eine letzte, ebene Stufe im Meer nicht mehr vorhanden ist. Ich habe allerdings ausserhalb des Fjordes und weiterhin auch im Vaigat Eisberge von sehr bedeutenden Abmessungen gesehen, doch können dieselben auch von dem Jakobshavner Eisstrom hergekommen sein. Sicher ist, dass der Torsukatak eine ungewöhnliche Fülle von Eisbergen bildet, und wenn das stark geneigte Abströmen vom Inlandeis auch dagegen spricht, dass dort ein grosses Thalsystem des Inneren mündet, so drängt das Inlandeis doch so machtvoll von der Höhe am Fjordhintergrunde zum Meer hinab, dass sein Ende zu den produktivsten Eisströmen Nord-Grönlands gehört.

Jenseits der Insel Ana, welche den grossen Eisfjord im Süden begrenzt, hat das Inlandeis gegenüber Igdloluarsuit noch zwei Ausläufer, die A. Helland auch unter die Arme des Torsukatak zählt. Hammer[1] hat dieselben besucht und berichtet, dass sie zwar keine grossen Eisberge bilden, dass jedoch das ganze Jahr hindurch reichliche Niederstürze vom oberen Rande erfolgen; dadurch wird die Bucht davor mit Trümmern erfüllt und im Winter die feste Eisdecke des Meeres zerschlagen. Wir hatten einen Ausblick auf diese Eisströme von Arveprindsens-Eiland und sahen, wie sich das Inlandeis von einem höheren Hintergrunde her in weiten Spaltenhängen gegen Westen herabsenkt, um zuletzt zwischen Felsen gezwängt in starker Neigung das Meer zu erreichen.

Arveprindsens-Eiland ist ein steilwandiger Felsklotz, welcher dem schmalen Küstensaum der Disko-Bucht vorgelagert ist und den Abstand des offenen Meeres vom Eise im nördlichen Teil der Bucht erheblich vermehrt. Es besitzt noch Höhen von 800 m, also ähnlich wie Nugsuak in der gleichen Entfernung vom Eisrande, und gewährt von seiner Ostseite, die in schroffen Wänden zum Ata-Sund abfällt, einen weiten Überblick über die niedrigeren Halbinseln, die im Inlandeise verschwinden, und auf das Inlandeis selbst. Wir haben die Insel in dem bekannten Schlittenweg durchquert, den man trotz seiner grossen Steilheit für die Reise von Ritenbenk nach Jakobshavn häufig benutzen muss, weil in der Verengung zwischen Arveprindsens-Eiland und Disko das Meereis der dort herrschenden Strömungen wegen lange unsicher bleibt. Er führt in einem Thal, das gegenüber Ritenbenk mündet, über steile Gehänge zu einer Reihe von seenreichen Stufen empor, deren Böden in Meereshöhen von 60, 240, 320 und 540 m gelegen sind, und dann von der letzten Höhe in einem schmalen Thalriss, der nur von einem kurzen Absatz unterbrochen ist, sehr steil zum Ata-Sund hinunter.

[1] Meddelelser om Grønland VIII, S. 11 f.

Südlich von Arveprindsens-Eiland fehlt dem Eis ein breiteres Vorland; der Abstand zwischen seinem Rande und dem Meer beträgt nur 20 bis 30 km und die Höhen des Landes 300 bis 400 m. Hier sieht man, wie auch Sylow[1] hervorhebt, keine scharfen, zackigen Formen, die früher aus der allgemeinen Eisdecke, als Nunataks, aufgeragt haben könnten; alle Bergkuppen sind abgerundet und gescheuert, und überall liegen erratische Blöcke zerstreut. Auch Moränenbildungen kommen vor und beweisen für die Vorzeit eine grössere Verbreitung des Eises. Heute hat dieses aber trotz der Schmalheit und der geringen Höhe der Felsenumrandung bis zum Jakobshavner Eisstrom keinen Austritt zum Meer. Zwei Fjorde Kangerdluarsuk und Pakitsok Ilordlek schneiden wohl in den Küstensaum ein, jedoch nicht bis zum Eise hindurch, so dass dieses im Hintergrunde der Fjorde an den Wänden in Lappen herabhängt, aber nicht in grösserer Tiefe zwischen den Felsen hindurchdringt.

Die Gegend des Pakitsok-Fjordes ist im Jahr 1850 für Rink's[2] Auffassung des Inlandeises mitbestimmend gewesen, weil dasselbe dort in einen Felsrand hineintritt, der zu niedrig ist, um selbständig Eis zu erzeugen; die lebhafte Vegetation am Rande des Inlandeises war ihm ein Zeugnis dafür, dass dieses ein seinem Ursprung fremdes Gebiet überschwemmt. Von grossem Interesse ist dabei die Trübung der Bäche, welche den von den Felswänden herabhängenden Zungen des Inlandeises entströmen und nach Hammer[3] eine so erhebliche Menge von Staub mit sich führen, dass im Hintergrunde des Fjordes Pakitsok Ilordlek eine Reihe von Sandbänken entstanden ist, die den Verkehr mit dem Boot erschwert. Das Material derselben ist so fein, dass man sie nicht betreten kann, ohne darauf wie in einem Sumpf zu versinken.

Mit einem ähnlichen Material findet man den Boden der Fjorde und auch noch den der Davis-Strasse weithin bedeckt; es ist ein Zeugnis für die lebhafte Bewegung der Eisströme, welche in das Meer hinaustreten. Dass dasselbe auch im Pakitsok so reichlich entsteht, obgleich das Inlandeis dort auf dem Lande endet, wo wohl kaum eine starke Bewegung herrscht, ist von besonderem Interesse, zumal hier auch die Ablagerung des Staubes der Beobachtung zugänglich ist, während man ihn aus den Fjorden, deren Hintergrund noch Eisströme bergen, nur als Bodenprobe beim Loten heraufholt oder seltener neben den Eisströmen sieht. A. Helland[4] knüpft daran die Bemerkung, dass die Sandbänke des Pakitsok-Fjordes bei einer Hebung des Landes ähnliche Terrassen bilden würden, wie man sie später vielfach an den Küsten Grönlands freigelegt findet. Dieselben könnten in nahe bei einander gelegenen Fjorden in verschiedenen Höhen entstehen, weil sie sich vor dem Eisende bilden und deshalb von dessen jeweiliger Lage abhängig sind. Wo das Eis noch den Fjord erfüllt, wird keine Terrasse entstehen, während in den eisfreien

[1] Meddelelser om Grønland VIII, S. 25 ff.
[2] Nord-Grønland I, S. 14 f.
[3] Meddelelser om Grønland VIII, S. 13 ff.
[4] Om de isfyldte Fjorde og de glaciale Dannelser i Nord-Grønland, S. 57 ff.

Fjorden daneben die Bildung vor sich gehen kann. So ist eine verschiedene Höhe der Terrassen kein Beweis für einen verschiedenen Betrag der Hebung des Landes, sondern nur für eine verschiedenartige Lage des Eises, wie sie auch den heutigen Verhältnissen Grönlands eigentümlich ist.

Der Jakobshavner Eisstrom.

Etwa die Mitte des schmalen Küstensaums der Disko-Bucht ist von dem tiefen und weitverzweigten Fjordsystem durchschnitten, welches der Jakobshavner Eisstrom und seine Seitenarme erfüllt. Von allen Austritten des Inlandeises ist dieser am meisten bekannt und am häufigsten besucht. An ihn schliessen sich die Erzählungen der Grönländer an, welche von einem tiefen Sunde, der die Ostküste mit der Westküste verbindet, berichten; hier bildeten sich Rink's Anschauungen über das Inlandeis und die Entstehung der Eisberge, hier fanden die verschiedenen Ansichten, welche seitdem das Kalben der Eisströme lebhaft erörtert haben, ihre Begründung. Wir besitzen heute eine zusammenfassende Darstellung des ganzen Eisfjordes von R. Hammer[1]; Einzelschilderungen des grossen Eisstroms geben H. Rink, A. Helland, K. J. V. Steenstrup, Ch. Rabot[2], A. E. Nordenskiöld und andere. Ich habe den Eisfjord im Juni 1891 mit O. Baschin von der Nordseite und im Februar 1893 mit Dr. Vanhöffen von der Südseite besucht und bei der letzteren Anwesenheit auch einige Messungen gewonnen.

Der Küstensaum, welchen der Eisfjord zerteilt, ist, wie die ganze Ostseite der Disko-Bucht, niedrig und schmal und besitzt nur Höhen von 300 bis 400 m; die Felsen haben abgerundete und geschliffene Formen und lassen sich leicht begehen. Die Wände der Thäler sind nicht schroff und nicht hoch, und die Böden, wie überall, in eine Reihe von Felsenbecken zerlegt. Der grosse Eisfjord besitzt einen schmalen Eingang, der bei der Mündung in die Disko-Bucht durch eine Untiefe versperrt wird, auf welcher stets zahlreiche Eisberge auf Grund festliegen; er zieht ziemlich geradlinig und mit geringer Verbreiterung etwa 40 km gegen Osten, bis seine Wände zu beiden Seiten im Inlandeise verschwinden. Von dieser Länge ist etwa die Hälfte zusammenhängend vom Inlandeise durch den grossen Jakobshavner Eisstrom erfüllt, die andere Hälfte vom Meer, doch ist die Produktivität des Eisstroms eine so bedeutende, dass ein Verkehr mit dem Boot auch in den äusseren Teilen des Fjordes fast niemals möglich ist und die Verbindung zwischen den Handelsplätzen Jakobshavn und Claushavn häufig um die Aussenseite der Eisbergbank, also durch das offene Meer der Disko-Bucht, stattfinden muss.

Die Nordseite des Eisfjordes (Karte 4) wird durch einen breiten Seitenfjord, Sikuijuitsok, durchteilt, welcher gegen Norden hin auch das Inlandeis anschneidet und

[1] Meddelelser om Grønland IV, 1; VIII, S. 16.
[2] Le Tour du Monde 1890, S. 317 ff.

teils von dort her, teils auch vom Hauptfjorde, so dicht mit Eisbergen und Trümmern erfüllt ist, dass er mehr einem Eisstrom, als einem eiserfüllten Meeresarm gleicht. Er ist einige Male durchquert worden; doch ist das nur in seltenen Ausnahmefällen möglich, weil in ihm der Zustand des Staueises, der vor dem Rande anderer Eisströme im Winter und Frühjahr bis zum Ausstossen zu herrschen pflegt, hier das ganze Jahr hindurch bleibt. Das Eis ist in diesem Zustand am schwersten zu begehen, weil mindestens die gleichen Unebenheiten, wie in den grossen Eisströmen, und dabei eine grössere Beweglichkeit vorhanden ist. Das niedrige Land östlich von Sikuijuitsok wird als Nunatak bezeichnet und verdient diesen Namen vollkommen, obgleich es nicht überall vom Inlandeis umringt ist, weil die Absperrung durch Staueis im Westen mindestens ebenso wirksam ist, wie die durch das Inlandeis an den anderen Seiten.

Westlich von Sikuijuitsok liegt an der Nordseite des Eisfjordes noch die schmale Meeresbucht Natdluarsuk, welche bei meinem Besuch im Juni 1891 noch von Eis belegt und teilweise auch von Trümmern erfüllt war. Die Stopfung war jedoch lange nicht so dicht wie in Sikuijuitsok.

An der Südseite des grossen Eisfjordes liegt westlich von Kaja ein schmaler Sund, welcher in den viel verzweigten Seitenfjord hineinführt, der Tasiusak genannt wird. Die beiden weit gegen Südosten reichenden Arme desselben schneiden das Inlandeis an, doch sind die Eisströme, welche dort hineintreten, nach Hammer wenig produktiv; sie bilden wohl einige Eisberge, verursachen aber keine so kräftige Stauungen, wie sie der Hauptfjord besitzt. Infolgedessen bietet Tasiusak den besten Weg zum Inlandeis und zu der Südseite des grossen Eisstroms, da dieser durch den Hauptfjord selbst, wie erwähnt, nicht zugänglich ist.

Östlich des Einganges zu Tasiusak folgt in der Südseite des Hauptfjordes die Bucht Kangerdlukasik[1], welche durch ihren Reichtum an Seehunden bekannt ist und von den Grönländern regelmässig besucht wird, wenn die Seehunde im Frühjahr in die ruhige Bucht kommen, um dort ihre Jungen zu werfen und sich auf dem Eis zu sonnen, wozu sie in dem wilden Packeis des Hauptfjordes keine günstigen Plätze finden.

Östlich von Kangerdlukasik folgt eine flache Bucht, die schon vom Eisstrom erfüllt ist. Ich will dieselbe als Basisbucht bezeichnen, weil sowohl Hammer, wie ich, auf den Felsen dicht östlich daneben unsere Basislinien zur Vermessung des Eisstroms gehabt haben.

Östlich davon folgen noch zwei Unterbrechungen der Südwand, welche beide von kurzen Armen des grossen Eisstroms benutzt werden, um einen tiefen Boden zu erreichen, welcher den Nunatak, der die beiden Eisarme scheidet, im Süden begrenzt. Hammer fand dort einen See, den er Nunatap Tasia nannte, und maass dessen Oberfläche zu 50 m Meereshöhe und die Tiefe im westlichen Teil zu 85 m, so dass der Boden noch 35 m unter den Meeresspiegel hinabreicht.

[1] Rink und Helland nennen dieselbe Tivsarigsok.

Wir fanden im Februar 1893 diesen See nicht mehr vor, sondern fuhren mit dem Hundeschlitten über einen eisbelegten Thalboden, welcher in einzelne, durch Steinansammlungen von einander getrennte Becken zerfiel. Die Eisdecke senkte sich von dem Lande an beiden Seiten gegen die Mitte der Becken und war so gebuckelt, wie es bei dem Ausfrieren flacher, von Sandbänken unterbrochener Wasseransammlungen vorkommt.

Spuren des früheren Sees waren indessen noch mehrfach vorhanden. So lagen an verschiedenen Stellen der Seitenabhänge grosse Eisklötze, welche dorthin nur bei höherem Wasserstande von den Armen des Inlandeises hingelangt sein konnten. Auch war in der senkrechten Vorderwand des westlichen Armes eine tief geschnittene Wasserkehle zu sehen, die bei längerem Ausharren des Sees in diesem Niveau gebildet sein muss. Ich maass die Meereshöhe derselben zu 55 m, was zu der von Hammer auf 50 m gemessenen Höhe des früheren Seespiegels recht gut stimmt. Von der Wand des westlichen Inlandeisarmes waren an verschiedenen Stellen Blöcke und Trümmer heruntergebrochen, welche nun davor lagen. Sie war im Westen etwas höher, als im Osten, und bestand aus klarem, blauem Eis; nur an der Westseite waren die unteren Teile in einem etwa mannshohen Bogen über dem Boden dunkler gefärbt.

Der Ausbruch des Sees ist nach Mitteilungen, die ich von dem kürzlich verstorbenen Verwalter der Handelsstelle Claushavn, Herrn P. Jensen, erhielt, im Sommer 1892 erfolgt; im Frühjahr desselben Jahres ist er noch gefüllt gewesen. Dass er noch nicht lange verschwunden war, konnte man aus der Schärfe der Wasserlinie in dem westlichen Arm des Inlandeises, sowie aus dem Vorhandensein der Eisblöcke an den Seitenwänden schliessen. Da sein Boden nach Hammer 35 m unter dem Meeresspiegel liegt, kann der See auch nicht ganz entleert worden sein, und wir müssen annehmen, dass sich unter der Eisdecke des Bodens noch eine Wasserfüllung hält, wenn dieselbe auch flach ist. Unser Zeltplatz lag an dem westlichen Seitenhang des Sees mit + 16 m Meereshöhe ein wenig über der Eisdecke; wir können deshalb schliessen, dass der See fast bis zum Niveau des Meeresspiegels entleert ist.

Welchen Weg das Wasser nahm, ist schwer zu sagen. Der westliche Arm des Inlandeises füllt die Öffnung gegen den Hauptfjord vollkommen aus; auch hat er einen stark geneigten, wenn auch nicht spaltenreichen Abstieg zum Seeboden, so dass man annehmen muss, dass dieser gegen den Hauptfjord hin ansteigt und, weil er selbst nicht tief ist, eine über dem Meeresniveau gelegene Wasserscheide gegen den Hauptfjord besitzt. Diese, sowie der Arm des Inlandeises würden einen Abfluss von Nunatap Tasia zum Hauptfjord bis zum Meeresniveau unmöglich machen. Es ist wahrscheinlicher, dass der See durch einen Thalriss, der nach Süden zu dem Ostarm von Tasiusak hinüberführt, abgeströmt ist, indem sich zwischen den Verwitterungsblöcken, die diesen erfüllen, mit der Zeit ein Ausweg geboten hat.

Tasiusak bietet den besten Weg, um den Jakobshavner Eisstrom von der Südseite zu besuchen. Man fährt von Claushavn mit dem Hundeschlitten über

eine seenreiche Senke nach dem Südwestarm, dann über das ruhige Eis von Tasiusak und schliesslich von der Nordostecke dieses Nebenfjordes durch den erwähnten Thalriss nach Nunatap Tasia, oder von Kunguak durch ein seenreiches Thal nach Kangerdlukasik und von dort durch eine breite Senke nach Nunatap Tasia. Im Sommer kann man die Seen und Senken benutzen, um mit ihrer Hilfe die Boote nach und von Tasiusak hinüberzuschaffen und so dem grossen Eisstrom mit kurzen Unterbrechungen, in denen die Boote getragen werden müssen, auch zu Wasser nahen.

Auf der Nordseite kommt man wegen der Packeisstauungen in Sikuijuitsok meist nur bis Natdluarsuk, und zwar durch eine breite und von einer Seenkette erfüllte Senke, zu der man an der Nordseite des Jakobshavner Hafens emporsteigt. Von Natdluarsuk hat man einen etwas fernen, aber doch lohnenden Ausblick auf den Eisstrom.

Meine Basis lag auf der Felsplatte zwischen dem westlichen Arm, der nach Nunatap Tasia hinabsteigt, und der Basisbucht in einer Höhe von nur 280 m, und trotzdem übersahen wir die ganze Länge des Eisstroms von etwa 20 km und darüber hinaus noch den Abhang des Inlandeises, sowie die ganze Breite von etwa 6 km. Beim Grossen Karajak übersieht man aus 280 m Höhe kaum die Hälfte der Breite, also etwa 3 km, und von der Länge höchstens 6 km; denn der Blick auf das Inlandeis ist dort durch den Absturz zu der Tasiusak-Stufe verschlossen. Diese Übersichtlichkeit ist der Grund, dass der Jakobshavner Eisstrom einen machtvollen Eindruck erweckt; er ist ein einheitlicher Strom, durch die Felsen an den Seiten der Länge nach begrenzt, und nicht eine unregelmässig geformte, bald in steilem Fall, bald in ruhigem Strom vortretende Eismasse, wie es der Grosse Karajak ist.

Es hat nicht den Anschein, als ob sich das tiefe Thal, in welchem der Eisstrom eingebettet ist, auch gegen das Innere fortsetzt; denn dort, wo die letzten Landzungen der Nunataks an den Seiten im Osten verschwinden, senkt sich die Oberfläche des Inlandeises in halbkreisförmigem Bogen mit steilerer Neigung zum Thal hinab, während sich vom Hintergrunde her die weiten Eisflächen in grossen, flachen Wellen langsam heranwölben; erst unten beginnt der wenig geneigte, gleichmässige Strom. So wird das Thal im Hintergrunde durch ähnliche Wände umgrenzt sein, wie an den Seiten, und das Inlandeis dahinter dürfte auf weiten, gewellten Hochflächen liegen.

Einige Eisströme enden im Meer sofort, wenn sie einen steilen Abhang hinabgeströmt sind und die Tiefe des unteren Bodens erreicht haben, wie z. B. der Sermilik; andere setzen am Fusse eines steilen Hanges noch in einer kurzen Stufe fort, wie der Grosse Karajak; eine dritte Art liegt der ganzen Länge nach mässig geneigt in der Tiefe des Thals. Zu dieser letzteren gehört der westliche Itivdliarsuk, der Umiamako und vor allem der Eisstrom von Jakobshavn. Der Umiamako hat eine bedeutende Länge, ist aber in seinem ganzen Verlauf etwas stärker geneigt; der Itivdliarsuk ist nicht lang, senkt sich jedoch mit seiner Oberfläche in einem

Neigungswinkel von fast 2 Grad, nämlich 240 m auf 7 km; der Jakobshavner Eisstrom dagegen senkt sich in 20 km Länge noch nicht um 200 m, wenn wir die von Helland angegebene Oberflächenneigung von 30 Minuten annehmen.[1] Hammer[2] giebt 53 Minuten als Neigung an, rechnet dabei aber den steileren Abstieg des Inlandeises zum Thal mit; im Thal selbst ist die Neigung geringer, wie er hervorhebt, so dass Helland's Angabe wohl das richtige trifft. Wir sehen hieraus, dass der Jakobshavner Eisstrom auch unter den Ausläufern des Inlandeises, die man nach der Art des Abströmens von der Höhe mit ihm vergleichen kann, eine auffallend geringe Senkung bei einer verhältnismässig grossen Länge besitzt. Er hat in seiner ganzen Ausdehnung fast den Charakter der kurzen Stufe, welche der Grosse Karajak vorschickt, nachdem er in der starken Neigung von fast 6 Grad den unteren Boden des Fjordes erreicht hat.

Die verschiedenen Neigungen in den Oberflächen der Eisströme sind ohne Frage durch die Formen des Untergrundes bedingt; denn wenn auch die Einzelheiten derselben bei grosser Mächtigkeit des Eises nicht zur Geltung kommen, so ist doch nicht einzusehen, warum der eine Eisstrom in steilem Absturz, der andere in stufenförmigem Abfall und der dritte in ebenmässigem Strom auslaufen soll, wenn nicht die Neigungsverhältnisse des Untergrundes die Ursache sind. So dürfte es keinem Zweifel unterliegen, dass der Boden des Jakobshavner Eisfjordes im Längsschnitt eine nur geringe Senkung besitzt, weil seine Oberfläche so wenig geneigt ist.

Hiervon hängt einmal die Grösse der sich bildenden Eisberge ab, wie ich später erörtern werde und schon beim Torsukatak angedeutet habe, dann aber auch die Grösse der Oscillationen, denen die Länge des Eisstroms unterliegt. Denn wenn der Abfall des Untergrundes stark ist, ändern sich beim Hinaustreten in das Meer die Gleichgewichtsbedingungen für das Eis früher, als bei langsamem Abfall, weil es schneller in tieferes Meer kommt und früher den Boden verliert. Die Folge ist, dass das Pendeln des Endes um die Gleichgewichtslage, welches durch andere Ursachen bedingt wird, bei geringer Senkung des Untergrundes grössere Beträge erreicht, als bei starker.

Die Oscillationen der Länge des Jakobshavner Eisstroms haben erhebliche Beträge erreicht, wie die verschiedenen Beobachter berichten. Rink[3] sah 1851 die am weitesten vorgeschobene Lage *a* (Karte 4), als er den Eisstrom im April von der Südseite und im Mai von der Nordseite besuchte; Helland[4] fand den vorderen Rand im Juli 1875 fast 4 km östlich davon, aber noch westlich von Kangerdlukasik bei *b* gelegen; Hammer[5] endlich sah den Rand im September 1879 bei *c*, also etwa 3 km östlich von der durch Helland beobachteten Lage *b*, im März 1880 wieder 1 km

[1] Om de isfyldte Fjorde og de glaciale Dannelser i Nord-Grønland. S. 18.
[2] Meddelelser om Grønland IV. S. 12.
[3] Nord-Grønland I, Kaart und II, S. 111 und 123.
[4] Om de isfyldte Fjorde, S. 16ff.
[5] Meddelelser om Grønland IV. S. 19f und VIII, S. 16.

gegen *c* vorgerückt, im August 1880 1 km dagegen wieder östlich von *c* und im August 1883 noch ein wenig weiter zurückgezogen, bei *d*. Hiernach betrugen die Schwankungen zwischen *a* und *d* im ganzen etwa 8 km, und innerhalb der Beobachtungen Hammer's über 2 km. Bemerkenswert ist, dass Hammer ein Hinausgehen gegen Westen über Kangerdlukasik hinaus nicht beobachtet hat.

Ich sah am 18. Juni 1891 von Natdluarsuk aus den vorderen Rand in der Mitte des Eisstroms ungefähr in der von Hammer beobachteten Lage *c*; es genau festzustellen, ging aus der weiten Entfernung nicht an, und es ist deshalb wohl möglich, dass er einen Kilometer weiter vor oder zurück lag. Aber mit Sicherheit sah ich, dass sowohl der nördliche, wie der südliche Uferstreifen weiter vortrat, als die Mitte, und zwar der erstere über die Westecke des Nunataks hinaus, so dass er in das Staueis von Sikuijuitsok überging und von diesem nicht mehr zu unterscheiden war, der letztere fast bis zur Bucht Kangerdlukasik. Diese Verhältnisse bestanden zu einer Zeit, in der sich die winterlichen Packeisstauungen schon zu lösen beginnen und der Eisfjord schon mindestens einen Ausbruch gehabt hatte.

Am 28. Februar 1893 habe ich den Eisstrom von Hammer's Standpunkt auf der Höhe östlich der Basisbucht gesehen und die folgenden Worte über das Aussehen seines Randes aufgezeichnet: Ein deutlicher Rand ist nicht vorhanden; man kann ihn ein wenig östlich von der Basisbucht zeichnen, doch ist es zweifelhaft, denn gleich westlich davon geht auch an. Zwischen diesen beiden Linien ist der Eisstrom nicht mehr kontinuierlich; ein grosses, viereckiges, zusammenhängendes Eisspitzensystem, dessen Oberfläche ganz wie die des Eisstroms aussieht, liegt darin zweifellos schon losgelöst von dem übrigen Eisstrom. Ein gleiches liegt noch weiter nach vorn. Doch daneben und dazwischen sind Eisberge, die sich schon umgewälzt haben, wie man aus ihrer durch Wasserwirkung geglätteten Oberfläche erkennt. Der Rand des Eisstroms erscheint unterbrochen, und man sieht in seiner Grenzzone Eisberge und Eisstromstücke wechseln. Der sicher zusammenhängende Eisstrom beginnt erst vor unserer Basis, also östlich von der Basisbucht; bis dahin reichen die Unterbrechungen und Einbrüche zurück. Ein, wie es scheint, durch solche Einbrüche charakterisierter, dunklerer Streifen zieht sich etwa in ein Drittel der Breite des Eisstroms parallel zum Südufer noch tiefer in der Längsrichtung hinein. Kurz, wir sehen keinen bestimmten Rand, sondern einen Randstreifen, in welchem Eisstrom, Eisstromstücke und Eisberge wechseln. Am südlichen Ufer allerdings zieht sich der Eisstrom kontinuierlich und, wie es scheint, noch lange hin; in die Basisbucht tritt das Eis in ruhigem Fluss hinein und hat nicht viele, aber lange Spalten. Ein Streifen am nördlichen Ufer verläuft, wie 1891, in dem Staueis von Sikuijuitsok.

Es will mir scheinen, dass diese an Ort und Stelle aufgezeichneten Worte die Verhältnisse des Randes deutlich charakterisieren und zugleich die Oscillationen, die beobachtet sind, erklären. Hiernach ist erstens die sichere Lage des Randes *e* östlich von *d*, also noch weiter zurückgezogen, als bei der Beobachtung Hammer's vom August 1883, welche den weitesten Rückzug unter den früheren Beobachtungen

bekundet. Hammer's Beobachtung stammt aus einer Zeit, in welcher die Stauungen der Eisfjorde sich am meisten gelöst zu haben pflegen, in der also der Rand des Eisstroms in ihnen keinen Grund und keinen Anlass zum Vorstossen hat; meine Beobachtung erfolgte unter fast ähnlichen Bedingungen, nämlich zu einer Zeit, in welcher die Packeisstauungen sich erst zu bilden beginnen und deshalb noch wenig Grund zum Vortreten des Eisrandes geben. Beim Grossen Karajak war bis Anfang Dezember noch offenes Wasser und freier Abzug der Eisberge, und erst im Februar wurden die Stauungen stark; wir können deshalb auch bei dem Jakobshavner Eisstrom erst vom Februar an einen Vorstoss des Randes erwarten und dürfen uns über die weit zurückgezogene Lage *e* in diesem Monat nicht wundern.

Die Beschreibung zeigt zweitens den Ansatz zu einem Vorstoss infolge der Eisstauungen des Fjordes von *e* bis etwa *d* hin, weil es eine Grenzzone gab, in welcher es zweifelhaft war, ob dort Eisstrom, Eisstromstücke oder Eisberge vorherrschten. Vom Februar an verfestigen sich diese Packeisstauungen weiter; da die Bewegung des Eisstroms nicht ruht, werden naturgemäss die verschiedenen Teile zusammengeschoben und so die losgebrochenen Eisstromstücke und Eisberge mit dem Eisstrom vereinigt, wodurch dieser eine äussere Verlängerung erfährt. Im Mai tritt auch bei anderen Eisströmen der Zustand ein, in welchem der Rand nur noch an vereinzelten Stellen vom Packeise zu unterscheiden ist; beim Jakobshavner Eisstrom werden die Unterschiede besonders stark verwischt, weil vor seinem Rande aufrecht schwimmende Eisstromstücke in grösserer Zahl liegen, als in anderen Fjorden. Da die letzteren ausserdem besonders breit sind und auch ein Hinaustreten des Randes selbst über die Gleichgewichtslage wegen der geringen Neigung des Untergrundes leichter ist, als bei steilerem Abfall, so ist es nicht zu verwundern, wenn dieser Eisstrom weiter verlängert wird, als andere. Ich halte es nach der Fülle und den Abmessungen der Eisstromstücke für sicher, dass ein Vorstoss um zwei Kilometer und mehr allein infolge der Stauungen des Winters stattfinden kann, wozu wir im Februar den Anfang sahen. Auch Hammer's Beobachtungen zeigen die weitesten Vorstösse im März und für die Herbstmonate nur ein geringeres Pendeln des Randes um die Gleichgewichtslage. Im Frühjahr wird eben das Packeis zusammengeschoben und an den Eisstrom angegliedert.

Die Beschreibung zeigt drittens ein Vortreten der Seiten des Eisstroms über die Mitte hinaus, so dass eine konkave Form des Randes entsteht, wie sie auch von Hammer bei allen Besuchen gesehen und gezeichnet ist. Die Konkavität ist sogar besonders stark, weil der nördliche Uferstreifen sich mit dem Staueis von Sikuijuitsok mischt und der südliche sich bis Kangerdlukasik vorschiebt. Die Mitte tritt gegen die Uferstreifen in eckigen Einbrüchen schnell und erheblich zurück.

Es ist möglich, dass das Vortreten der Uferstreifen sich so steigert, dass die Bucht Kangerdlukasik vollkommen gesperrt wird. Selbst beim Grossen Karajak, wo die Verhältnisse für das Vortreten des Eisrandes auch an den Seiten wegen der gleichmässigen und schneller wachsenden Tiefe des Fjordes ungünstiger liegen, war an dem rechten Ufer eine so starke Packeisstauung, dass man sie im Juni

vom Rande des Eisstroms nicht zu unterscheiden vermochte, und noch Ende Juli war ein schmaler Rest am Ufer fest geblieben (Abbildung 28). Der südliche Uferstreifen des Jakobshavner Eisstroms reicht schon im Herbst fast bis Kangerdlukasik. Im Februar 1893 war das Packeis vor dem Eingang der Bucht freilich noch nicht so dicht, dass man es für einen Teil des Eisstroms hätte halten können; aber in dieser Zeit begannen die Stauungen auch erst zu wachsen, und im Mai können sie so weit gediehen sein, dass man sie von dem Uferstreifen des Eisstroms nicht mehr zu unterscheiden vermag.

Wenn das eintritt, haben wir einen Zustand, welcher jenem, den Rink und Helland gesehen haben, nicht unähnlich ist. Ich möchte deshalb annehmen, dass wir aus den Angaben dieser Beobachter nicht unbedingt auf einen Rückgang des Eises um den grossen Betrag von 8 Kilometer seit 1851 zu schliessen brauchen. Die Mitteilungen beider beziehen sich namentlich auf den südlichen Uferstreifen, den Rink im April und Mai, Helland im Juli über Kangerdlukasik hinaus vortreten sah, was zu diesen Jahreszeiten auch heute noch möglich scheint. Die Mitte sah Helland ungefähr in derselben Gegend enden, wo sie Hammer im März 1880 fand. Rink zeichnet sie allerdings erheblich weiter vorgerückt, jedoch sah er sie nur von Natdluarsuk und Kangerdlukasik aus, von wo man ihre Lage nicht mit derselben Schärfe bestimmen kann, wie von der Felsplatte östlich der Basisbucht.

Aber auch wenn die Mittelzone des Eisstroms 1851 weiter vortrat als heute, liegt kein Grund vor, einen länger dauernden Vorstoss des Eises und eine anhaltende Sperrung von Kangerdlukasik für jene Zeit anzunehmen, weil die Beobachtung zu einer Jahreszeit erfolgte, wo die Packeisstauungen nicht allein für die Uferzone, sondern auch für die Mitte einen Vorstoss bedingen. Schon im Herbst desselben Jahres kann der Eingang der Bucht wieder freigelegt gewesen sein, da wir in den Schwankungen des Uferstreifens auch heute einen ähnlichen Wechsel in der Jahresperiode vorgehen sehen. Für das Vorkommen der Seehunde in Kangerdlukasik, welches Rink[1] im Frühjahr 1851 bei der Sperrung der Bucht auffiel, brauchen wir daher wohl kaum Schwankungen des Eises von längerer Dauer zur Erklärung anzunehmen, wie es Hammer[2] thut, da diejenigen der Jahresperiode vollkommen genügen. Der Eingang der Bucht dürfte für den Zug der Seehunde in jedem Jahr im Herbst frei und im Frühjahr äusserlich versperrt sein, weil es dabei auf die Schwankungen des südlichen Uferstreifens ankommt, welche solche Beträge erreichen können.

Für die Mitte des Eisstroms sind heute Schwankungen des Randes im Betrage von 2 bis 3 Kilometer jährlich erwiesen; sie e n t s t e h e n, w i e d i e d e s U f e r s t r e i f e n s, b e i d e r V e r d i c h t u n g u n d v e r g e h e n b e i d e r L ö s u n g d e s P a c k e i s e s. Die Stauungen desselben können jedoch zweifellos auch zu stärkeren Oscillationen Anlass geben, so dass ein zeitweiliger Vorstoss um 8 Kilometer, wie er nach Rink's Beobachtung vorgelegen hat, nicht ausserhalb des Bereiches der Möglichkeit liegt.

[1] Nord-Grønland I, S. 86f.
[2] Meddelelser om Grønland IV, S. 6.

Im **Querschnitt** ist der Jakobshavner Eisstrom schwach gewölbt, und die Höhe seines vorderen Randes beträgt bei Eisspitzen, die in der Mitte liegen, 84 und 88 m. Diese Zahlen beruhen auf den mit dem Aneroid gemessenen Höhen der Basispunkte; sie sind jedoch kontroliert, weil ich die trigonometrischen Höhenmessungen des Eisrandes von beiden Basispunkten ausgeführt habe, und weil die Aneroidhöhen dieser mit Hilfe der gleichzeitigen Stände des Quecksilber-Barometers sowohl in Jakobshavn, wie in unserer Station Karajak abgeleitet sind. Das zur Messung benutzte Aneroid (Bohne 1622) ist von mir dauernd beobachtet worden, und ich darf meinen damit gewonnenen Höhenmessungen eine gute Genauigkeit zuschreiben, wie ich an anderer Stelle erörtern werde. Einen Meerespunkt einzustellen und so die Höhe des Eisrandes rein trigonometrisch festzulegen, gelang nicht, weil ein solcher bei der Dichte des Packeises nicht zu finden war; indessen glaube ich diesem Mangel durch die auf die aneroidischen Bestimmungen verwandte Sorgfalt abgeholfen zu haben. Hammer giebt die ungefähre Höhe des Eisrandes zu 200 Fuss, also fast 70 m an, was meinen Messungen nicht widerspricht, weil die Höhenunterschiede innerhalb eines Eisstroms und besonders innerhalb seines Randes weit über 10 m betragen können und Hammer's Angabe ausserdem nur ein angenäherter Wert ist.

Hammer berichtet über zwei dunkle Streifen, welche in ein und zwei Drittel der Breite sich vom vorderen Rande her in der Längsrichtung verfolgen lassen und den Eisstrom in drei Längsstreifen teilen. Ich habe den südlichen derselben 1893 auch gesehen; er schloss sich an die beschriebenen tiefen Einbrüche in der Randzone an und liess sich recht weit aufwärts verfolgen. Es schien, als ob er die Einbrüche des Randes thalaufwärts in der Längsrichtung fortsetzte. Die Oberfläche des Mittelstreifens lag höher, als die des südlichen Uferstreifens, doch einen Unterschied in dem Maasse der Zerklüftung bei beiden habe ich nicht beobachten können. Wenn Hammer meint, dass der Mittelstreifen weniger zerklüftet ist, als der Uferstreifen, dürfte das daran liegen, dass man die Spalten des letzteren wegen der grösseren Nähe und wegen des Ansteigens der Oberfläche gegen die Mitte hin besser sieht. Es gab jedoch in der Mitte ebenso markante Eisspitzen, wie in der Uferzone, nur ist es stets schwer, dieselben mit dem Instrument einzustellen, wenn man sie von höherem Standpunkt sieht.

Hammer äussert die Vermutung, dass die beiden dunklen Streifen die Stellen bezeichnen, in welchen der Eisstrom von der über Land gleitenden Bewegung zu einer im Wasser schwimmenden übergeht. Auch ich glaube, dass dieselben den Beginn des tieferen Wassers im Verlaufe des Querschnittes bezeichnen, und sehe einen Beweis für diese Ansicht darin, dass der südliche Streifen die Einbrüche der Randzone thalaufwärts fortsetzt. Ob aber die grössere Wassertiefe in der Mittelzone des Eisstroms dazu ausreicht, um dieser eine schwimmende Bewegung zu geben, ist eine andere Frage. Hammer's Ansicht, dass das Aussehen der Oberfläche dieses beweist, indem der schwimmende Mittelstreifen vom Wasser gehoben und zusammengedrückt wird und deshalb seine Zerklüftung verliert, vermag ich

nicht zu teilen, weil ich einen Unterschied in dem Maasse der Zerklüftung nicht gesehen habe. Mir scheint nur aus der Fortsetzung der Einbrüche des Randes in dem dunklen Streifen thalaufwärts hervorzugehen, dass sich die Mittelzone des Eisstroms noch lange unter den gleichen Bedingungen bewegt, wie sein unstäter vorderer Rand, was wegen der geringen Neigung der Oberfläche auch wahrscheinlich ist.

Die Uferstreifen stehen unter anderen Bedingungen, und es dürfte keinem Zweifel unterliegen, dass sie in erheblich flacherem Wasser liegen, als die Mitte. Ihr weiter Vorstoss über diese hinaus, ihre Abgrenzung vom Mittelstreifen durch die Einbrüche vom vorderen Rande her und auch die mässige Neigung der Seitenwände des Eisstroms führen zu dem gleichen Schluss.

Es ist von Interesse, dass durch die Tiefenverhältnisse des Querschnittes im Jakobshavner Eisfjord eine konkave Form des vorderen Randes zu stande kommt, während wir beim Grossen Karajak und auch sonst häufig die nach aussen konvex gekrümmte Gestalt sehen. Diese letztere ist nur durch eine stärkere Bewegung in der Mitte der Eisströme zu verstehen, wenn man nicht annehmen will, dass die Fjordtiefe gerade an den Ufern am grössten ist. Eine besonders grosse Tiefe an einem Ufer ist häufig (vergleiche die Profile Tafel 8), doch an beiden Ufern zugleich wohl nur ein Ausnahmefall; bei einer geringen Tiefe an den Ufern ist aber die konkave Form der Eisränder die Folge. Wenn es trotzdem konvexe Eisränder giebt, erklärt sich das durch die grössere Bewegungsstärke der Mitte, welche, wie beim Grossen Karajak, den Einfluss der Tiefe eine kurze Strecke zu kompensieren vermag.

Beim Jakobshavner Eisstrom tritt die Kompensation nicht ein, obgleich auch hier die Bewegung der Mitte eine heftige ist, und das dürfte an der Grösse der Tiefenunterschiede innerhalb des Querschnittes liegen. Eine Kompensation derselben ist auch leichter möglich, wenn der Längsschnitt stärker geneigt ist, weil dann die Bedingungen, unter denen der vordere Rand liegt, nicht so weit zurückreichen. Der Umstand, dass sie es thun, wirkt bei einer Begegnung mit offenem Meer auf frühzeitige Zerstörung, also ebenso, wie grosse Tiefenunterschiede des Querschnittes, auf eine konkave Form des Eisrandes hin. Bei dichten Packeisstauungen ist die Wirkung umgekehrt, wie ich eben ausgeführt habe, weil dieselben Bedingungen, welche bei offenem Meer eine weite Zerstörung des Eisstroms ermöglichen, dann den Vorstoss seines Randes dadurch erleichtern, dass die Zerstörungsprodukte keinen freien Abzug haben. Eine geringe Neigung des Längsschnittes verstärkt also nach beiden Richtungen hin die Oscillationen des Eises im Meer. Ich kann an dieser Stelle nur darauf aufmerksam machen, wie die Verhältnisse des Querschnittes und Längsschnittes zusammenwirken und sich mit der Bewegungsstärke und den äusseren Packeisstauungen zu gemeinsamer Wirkung vereinen; ich werde diese Betrachtungen fortführen, wenn ich die Bewegungsformen des Eises dargestellt habe.



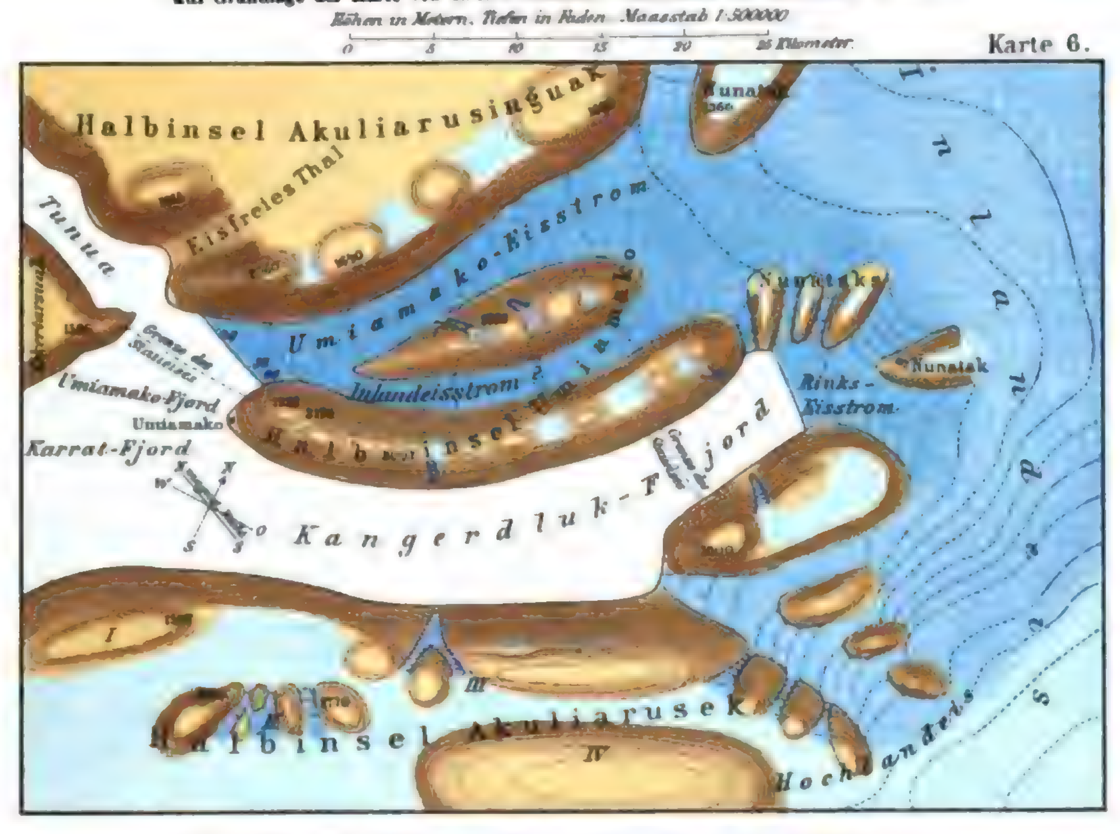
Jakobshavns-Eisfjord

auf Grundlage der Karte von R. R. J. Hammer. Meddelelser om Grønland IV, Tav. II.

Höhen in Metern. Tiefen in Faden. Maasstab 1:500000

0 5 10 15 20 25 Kilometer.

Karte 6.



Karte der Eisströme im Fjordgebiet Kangerdluk-Umiamako.

Aufgenommen und gezeichnet von Dr. Erich von Drygalski 1893.

Höhen in Metern. Maasstab 1: 500000.



Sechstes Kapitel.

Das Inlandeis von Sermilik bis Umiamako und sein Vorland.

Nachdem ich in den vorangehenden Abschnitten in der Disko-Bucht und im Karajak-Gebiet drei der grössten und wichtigsten Ausläufer des Inlandeises mit ihrem Vorland dargestellt habe, wende ich mich nunmehr nördlich zu den übrigen Verzweigungen der Nordostbucht und zu den Halbinseln, welche diese trennen.

Die Alangorsuak-Halbinsel.

Die Scheide zwischen dem Karajak-Gebiet und dem Sermilik-Eisstrom bildet die Halbinsel Alangorsuak, einer der grösseren Landkomplexe des Umanak-Fjordes, welcher nach der Berechnung Steenstrup's eine Grösse von 300 qkm[1] besitzt, aber gegen Osten durch die beiden aufeinander rechtwinklig zustrebenden Grenzfjorde, den Sermilik und den Kleinen Karajak, so verschmälert wird, dass das Land nur mit einer sieben Kilometer breiten Stirn gegen das Inlandeis anstösst. Von den sieben Massiven, welche man auf der Halbinsel unterscheiden kann, tritt deshalb heute nur eines mit dem Eis in direkte Beziehung; es sei aber gestattet, die ganze Gliederung kurz zu schildern, weil gerade dieses Gebiet für den im zweiten Kapitel betonten Satz, dass die Fjorde versenkte Thäler sind, besonders charakteristisch ist. Denn mögen bei der äusseren Umgrenzung der Halbinsel, wie bei Einzelheiten ihrer Formen im Innern auch Dislokationen mitgewirkt haben, was bei dem Ausmaass einiger Tiefenzüge und der Bestimmtheit ihrer Richtung wahrscheinlich ist, so würde doch schon eine weitere Versenkung des Landes manche Thäler zu typischen Fjorden verwandeln. Die Halbinsel ist deshalb ein treffliches Beispiel dafür, dass Fjordformen über dem Meeresspiegel entstehen, und zwar hauptsächlich durch Zerklüftung der Felsen, Verwitterung und Ausräumung des Schuttes in der Weise, wie ich die Bildung der Thäler im zweiten Kapitel beschrieb.

---

[1] Meddelelser om Grønland IV, S. 180.

Die niedrigsten Massive der Halbinsel bilden die Nordwand des Grossen Karajak-Fjordes und sind durch das Thal von Nakerdlok von einander getrennt. Dieses ist eine breite, im Querschnitt trogförmig gestaltete Kluft, deren Boden im untersten Teil nur wenig höher als der Meeresspiegel liegt und bei geringer Versenkung des Landes einen Fjordarm bilden würde, dann in einer ziemlich steilen Stufe um etwa 200 m ansteigt, um sich weiter in derselben Richtung langsam zu heben. Am Fusse der Stufe tritt von rechts ein kurzes, noch steileres Nebenthal hinzu; von ihrer Höhe führt eine breite Senke zum Kleinen Karajak-Fjord hinüber.

Östlich von Nakerdlok, im Norden durch die letzterwähnte Senke begrenzt, liegt das niedrigste Massiv der Alangorsuak-Halbinsel. Es hat Höhen von wenig über 200 m, fällt gegen Nakerdlok in einer Steilwand, zum Kleinen Karajak-Fjord jedoch in sanft geneigten Felsflächen ab, auf deren unterstem Teil dicht am Meeresspiegel die Karajak-Häuser liegen, welche zur Zeit unserer Anwesenheit fünf Familien zur Wohnstätte dienten. Die sanften Gehänge gehen im Süden am Grossen Karajak-Fjord in immer steilere über, und dann im Westen in die schroffe Thalwand von Nakerdlok.

Wenn man im Hintergrunde von Nakerdlok die rechte Thalwand erklimmt, kommt man in eine breite Senke hinein, deren Boden sich, von zahlreichen Felsbecken unterbrochen, zuerst allmählich, dann zuletzt steiler zu der tiefen Bucht nördlich von Akuliarusersuak senkt. Dieses Thal begrenzt im Norden das zweite Massiv der Alangorsuak-Halbinsel, dessen durchweg steile Südwand am Grossen Karajak-Fjord mit dem Streichen eines dunklen Ganges, der die Gneissfelsen durchsetzt, zusammenfällt und schliesslich in den grandiosen Steilwänden von Akuliarusersuak ausläuft. Die Thalsenke nördlich dieses Massivs bietet den Weg von den Karajak-Häusern nach der Handelsstelle Ikerasak über Land, der nicht selten benutzt wird, weil der Grosse Karajak-Fjord vom Eisstromrande bis Akuliarusersuak Monate lang der Eisstopfungen wegen ganz unpassierbar ist.

Nördlich der breiten Thalsenke liegt das Hauptmassiv der Halbinsel. Es erhebt sich in der Ecke zwischen Nakerdlok und der Thalsenke mit steilen Wänden bis zu Höhen von 800 bis 900 m und streicht in nordwestlicher Richtung, als längster Ausläufer der Halbinsel, fort, bis es mit einer senkrecht abfallenden, gegen Nordwesten gekehrten Stirn bei Alangorsuak endigt. Seine Südwestseite, die nördlich der Thalsenke eine grosse Steilheit besitzt, verliert dieselbe allmählich in der tiefen Bucht gegenüber Ikerasak und geht gegenüber Umanatsiak in einen mässig geneigten, geglätteten Felshang über. Seine Nordostseite dagegen, welche den Sermitdlet-Fjord begrenzt, hat ganz den schroffen Charakter der gegen Nordwesten gerichteten Stirn; an der Nordecke setzt eine schmale und niedrige Landzunge an, welche nur in einem fast bis zum Meeresspiegel eingetieften, von Geröll erfüllten Hals mit der Halbinsel verbunden ist und eine durch Schutt landfest gewordene Schäre vorstellt.

Die gerundeten Kuppen dieses dritten Massivs unmittelbar rechts von Nakerdlok lassen schon aus der Ferne erkennen, dass es bis zu seinen Höhen hinauf

in der Vorzeit vom Eise bedeckt war. K. J. V. Steenstrup[1] hat seine Höhe bei Alangorsuak (1000 m) begangen und auch dort Spuren früherer Eiswirkung bis oben gefunden.

Weit schmäler als das dritte ist das vierte Massiv. Während das erstere vom Kleinen Karajak-Fjord gesehen einen trapezförmigen Querschnitt zeigt, da an dem Ostende sowohl der nordöstliche, wie der südwestliche Hang steil ist, scheint das vierte in einer einzelnen Spitze zu kulminieren, welche eine Höhe von 735 m besitzt. Es ist durch eine tiefe Scharte vom dritten Massiv geschieden, welche ein Nebenthal zu Nakerdlok ist und, wenn ich die Beschreibung der Grönländer richtig verstanden habe, zu dem südlichen Arm des Sermitdlet-Fjordes hinüberführt. Nakerdlok liegt mit seinen Anfängen in dem vierten Massiv, und zwar östlich der höchsten Spitze desselben; wenn man zu der Scharte zwischen dem vierten und fünften Massiv, welche zu dem nördlichen Arm des Sermitdlet-Fjordes führt, hinansteigt, kann man den Thalzug von Nakerdlok übersehen. Vom Kleinen Karajak-Fjord gesehen, scheint ein zusammenhängender Grat von der Spitze des vierten Massivs sich gegen Nunanguak hinzuziehen, um dort bei der erwähnten landfest gewordenen Schäre in einer fast 200 m hohen Steilwand zum Meer abzustürzen; dieser Grat ist aber augenscheinlich in seinen oberen Teilen durch den Anfang von Nakerdlok unterbrochen, was der Betrachtung von unten entgehen kann. Die Nordgrenze des vierten Massivs ist die Scharte, welche zum nördlichen Arm des Sermitdlet-Fjordes hinüberführt. Dr. Vanhöffen hat diesen Weg gemacht und fand von der Wasserscheide wohl einen Ausblick Nakerdlok abwärts, doch keinen Ausblick auf den südlichen Teil des Sermitdlet-Fjordes; so nehme ich an, dass das vierte Massiv in der schmalen Halbinsel ausläuft, welche mit abnehmenden Höhen den Sermitdlet-Fjord teilt.

Das fünfte Massiv der Halbinsel ist das einzige, welches heute noch mit dem Inlandeis in Berührung steht. Es scheint, wie das vierte, vom Kleinen Karajak-Fjord aus gesehen, in einer Spitze zu kulminieren (635 m); doch ist dieselbe thatsächlich nur die Ecke eines Plateaus, welches gegen Nordwesten zu dem alten Fjordthal zwischen Sermilik und Sermitdlet (vergleiche Seite 40ff.) in einer fast senkrechten Steilwand abfällt und im Südwesten durch die letzterwähnte Scharte begrenzt wird. Die Oberfläche des Plateaus senkt sich gegen Osten und verschwindet mit mässiger Neigung unter dem Inlandeise. Sie hat durchweg gerundete und geglättete Formen, häufig gekritzt und poliert, und trägt zahlreiche Felsbecken, deren Wasserfüllung von Felseninseln durchragt wird und, wenn überhaupt, durch zersprengte Felsplatten abfliesst. In der Nähe des Eisrandes finden sich zahlreiche lose Blöcke, die teils erratisch, zum grösseren Teil aber zersprengter, anstehender Fels sind, wie man aus ihren Formen schliessen kann. Am Eisrande selbst liegt ein nicht unbeträchtlicher Randsee, der in die steile Eiswand eine Kehle eingefressen hat; er fliesst zum Sermilik ab, hat jedoch keine eingeschnittene Rinne.

[1] Meddelelser om Grønland IV, S. 213.

sondern verästelt sich vielfach auf den wenig geneigten Felsflächen in der Nähe des Eises. Er hat von den Felsen den Schutt fortgespült und eine schöne Glättung erzeugt.

Die Plateauhöhe am Eisrande in der Nähe des Sermilik beträgt 550 m und im Süden am Absturz des Kleinen Karajak nur 450 m. Die Oberfläche des Massivs hat sich also von der fast 650 m hohen Nordwestecke gegen Südosten um etwa 200 m langsam gesenkt; von da beginnt der Abhang zum Kleinen Karajak-Fjord, welcher, wie die ganze Westseite dieses, durch seine mässige Neigung stark mit der Ostseite kontrastiert (vergleiche die Profile Tafel 8).

Das alte Fjordthal, welches das fünfte Massiv im Westen begrenzt, habe ich früher beschrieben (Seite 40 ff.) und den Unterschied zwischen den heutigen und den früheren Abflussverhältnissen betont (Abbildung 6—8). Die letzteren, also die Westseite des Thals, machen den Eindruck, als wäre ihnen ehemals ein Eisstrom gefolgt, welcher durch die hohen Wände des Ainuk in eine südliche Richtung abgelenkt wurde.

Der nördliche Arm des Sermitdlet-Fjordes reicht bis zu der westlichen Steilwand des fünften Massivs zurück, wenn von seinem hinteren Teil auch in einer Felsenverengung durch Schutt zwei Fjordseen abgetrennt sind. Die Tiefe des grösseren Sees ist gering, wie auf Karte 2 vermerkt ist; er ist augenscheinlich nur der durch Schutt verflachte und abgedämmte hinterste Zipfel des Fjordes. Die Tiefe des untersten Sees (III) in dem Fjordthal ist viel bedeutender (118 m); sein Boden liegt noch 68 m unter dem Meeresspiegel und 288 m unter dem Thalboden, den er unterbricht. Er ist also eine Depression von erheblichem Ausmaass. Da jedoch die Felsen seiner unteren Umrandung mit sanften und geglätteten Formen aus dem See aufsteigen, scheint das Eis auch dieses kaulenförmige Becken durchströmt zu haben, was schon bei der heutigen Tiefe (Abbildung 6), geschweige denn der früheren Einsenkung von 288 m (Abbildung 7) hervorgehoben zu werden verdient. Die Lücke in der unteren Felsenumrandung, welche der heutige Ausfluss benutzte, hat freilich zur Eiszeit schon bestanden, wie die gerundeten Formen des rechten Ufers zeigen; doch hat das strömende Eis nicht allein diese Lücke benutzt, sondern auch die Höhen der Felsumrandung überströmt.

Der Boden des Sees ist von jenem grünlichen Schlick bedeckt, welcher sich ganz allgemein auf dem Boden der Fjorde und auch der Davis-Strasse findet und unstreitig von der Wirkung des Eises herrührt; er gleicht auch dem Staub, welcher den Boden der Eisrandseen bedeckt und durch die Randbäche fortgeschlemmt wird. Bei den Lotungen in dem See des Fjordthals war es besonders schwer, das Aufstossen der Grundzange richtig zu fühlen, und ich möchte deshalb schliessen, dass die Schlicklage recht beträchtlich ist; vielleicht hat hier die Bewegung des Eises bei abnehmender Mächtigkeit am ehesten stagniert.

Wenn der See nun auch trotz der kaulenförmigen Gestalt und der Tiefe vom Eise durchströmt war, bleibt damit doch die Frage unerledigt, welchen Umständen er seine Anlage verdankt. Wir führten früher aus, dass die Verwitterung

durch ihre ungleichmässige Arbeit die Beckenformen bedingt und dass dem Eise nur die Forträumung der zersprengten Schuttmassen übrig bleibt. Ob auch die Anlage dieses ungewöhnlich tiefen Beckens nur auf der Verwitterung beruht, oder ob Dislokationen dabei in Betracht kommen, ist eine Frage, die ich offen lassen muss; jedenfalls übertrifft das Ausmaass dieser Depression bei weitem die gewöhnliche Tiefe der Felsbecken.

In direkter Fortsetzung des alten Fjordthals gegen Süden liegt das Thal, welches man beim Übergang über die Scharte zwischen dem vierten und dem fünften Massiv gewinnt. In ihm kommt mit steilem Gefälle ein kleiner Bach hinab, welcher sich in dem hintersten Fjordsee mit dem Abfluss des Fjordthals vereinigt. Dieser letztere benutzt die erwähnte Lücke unmittelbar neben der steilen Westwand des fünften Massivs, hat aber selbst nur beim Ausfluss aus dem tiefen Thalsee III eine grössere Breite, stagniert dann in flachen Erweiterungen und erreicht als spärliches Rinnsal zwischen Steinblöcken den Fjordsee. Die Verbindung zwischen den beiden Fjordseen und dem Sermitdlet-Fjord selbst bilden lebhaft zwischen den Schottern fliessende Bäche, welche durch ihren Lachsreichtum bekannt sind.

Die beiden letzten Massive der Alangorsuak-Halbinsel liegen nördlich vom Sermitdlet-Fjord und westlich des alten Fjordthals. Sie sind durch einen kurzen Fjord fast vollkommen von einander getrennt, welcher dieselbe Richtung, wie das Fjordthal, besitzt. Das äussere, westliche Massiv hat nach Steenstrup eine Höhe von über 400 m. Das innere steigt von dem Thalsee III mit schroffen Steilwänden auf, an deren Fuss eine mächtige Schutthalde liegt; von dem Boden des Fjordthals oberhalb des Sees III ist der Aufstieg allmählicher und leichter. Dieses sechste Massiv ist vielleicht das höchste der Halbinsel und erhebt sich zu den beiden kühnen Gipfeln des Ainuk, welche mit ihren scharfen, markanten Formen weithin sichtbar sind und besonders für Wanderungen auf dem Inlandeis ein Wahrzeichen bilden. Leider ist es mir bei einem Versuch am 3. Juli 1891 nicht gelungen, den Gipfel zu gewinnen, weil ich am Abhang vom Nebel überrascht wurde; auch die trigonometrische Messung vom 12. Juli 1892 ist wegen Nebels missglückt. So ist mir die genaue Höhe dieser Warte des Inlandeises nicht bekannt, doch dürfte sie mindestens 700 m betragen, wahrscheinlich mehr. So weit man aus der Ferne sehen kann, steigen die geglätteten Formen der rechten Seite des Fjordthals von Norden her bis zu den Höhen des Ainuk hinauf. Ob auch die Gipfel selbst geglättet sind, kann ich nicht sagen; ihre scharfe Form könnte vermuten lassen, dass es nicht der Fall ist.

Das Inlandeis am Sermilik-Eisstrom.

Das Eisgebiet, welches mit der Alangorsuak-Halbinsel oder richtiger mit deren fünftem Massiv in Beziehung steht, ist noch auf Karte 2 zur Darstellung gelangt. Obgleich das Land weder bei dem Absturz des Sermilik-Eisstroms, noch bei dem des Kleinen Karajak mit scharfen Ecken vorspringt, wie es der nördliche Ausläufer

des Karajak-Nunataks thut, sondern in einem Bogen endigt, der gegen das Inlandeis konvex gekrümmt ist, liegt vor der Stirn der Halbinsel ein ruhiges Eisgebiet, welches wegen seiner Spaltenlosigkeit unbeeinflusst von der Bewegung zu den Fjorden erscheint. Dasselbe senkt sich mit einer steilen Wölbung von 30 m Höhe auf die Felsen hinab, und nur in der Mitte, wo es von dem erwähnten Randsee unterspült ist, hat es eine senkrechte Steilwand. Der Anstieg der Oberfläche von der Höhe der Wölbung (580 m) erfolgt gegen Ostnordost zunächst mit sehr mässiger Neigung bis zur Höhe von 670 m, also etwa um 100 m; dann kommt eine breite Senke, in welcher sich die zahlreichen Quelläste eines Baches sammeln, der zum Sermilik hinströmt (Tafel 25), und dann ein plötzlicher Anstieg der Oberfläche bis zu Höhen von 850 m und mehr. Von hier beginnt gegen das Innere hin eine allmähliche Steigung.

Die Oberfläche hat in dem steilen Anstieg östlich der Senke eine ausgeprägt hügelige Form und ist von zahlreichen, breiten Spalten durchsetzt; hier hat das ruhige Eisgebiet sein östliches Ende. Wenn die plötzliche Erhebung, wie man wohl annehmen darf, durch die Formen des Untergrundes bedingt wird, haben wir auf der Alangorsuak-Halbinsel eine langsame Senkung der Hochflächen bis an den Eisrand und eine kurze Strecke unter das Eis, dann aber eine schnelle Erhebung in hügeliger Form. Die Zerklüftung hält von den Hügeln her sowohl gegen das Innere an, wie auch gegen Süden und Südost, wo sie in das Spaltengebiet der Karajak-Eisströme übergeht, und gegen Norden und Nordwest zum Sermilik-Eisstrom. Die Richtung der Spalten durchquert annähernd die Richtung zum Sermilik.

Über die weiteren Eigentümlichkeiten der Eisoberfläche wäre dem im vierten Kapitel Gesagten nur wenig hinzuzufügen. Die Blaubandlängsfurchen sind in der Nähe des Landes deutlich ausgeprägt und dem Rande parallel; Kryokonitlöcher sind reichlich vorhanden. Die Schichtung sieht man besonders schön in der Eiswölbung, welche sich südlich des grossen Randsees auf das Land herabsenkt. Der Steilrand innerhalb des Sees zeigt keine Schichten, dagegen zahlreiche braune Linien und Streifen, welche im grossen und ganzen von oben nach unten verlaufen, sich aber auch stellenweise durchkreuzen; dieselben dürften durch das Herabspülen des Staubes der Oberfläche entstanden sein.

Eine mächtige Randmoräne (Tafel 30) beginnt auf der Plateauhöhe dicht vor dem Absturz des Eises zum Sermilik-Fjord und durchragt die letzte Wölbung bis zur Oberfläche in einer Höhe von 30 m und mehr. Soweit ich den Eisrand übersehen konnte, begleitet sie ihn fast auf der ganzen Länge und geht in die rechte Seitenmoräne des Kleinen Karajak-Eisstroms über, welche sich von der Plateauhöhe bis zum Meeresspiegel bogenförmig herabschwingt. Als Seitenmoräne des Eisstroms ist sie von dem Eise durch eine tiefe Schmelzkehle getrennt; auf der Plateauhöhe ist dieselbe flacher und vertieft sich auch an der Nordseite des Plateaus erst kurz vor dem Absturz zum Sermilik-Fjord, wo ein Bach sich zwischen Eis und Moräne eingegraben hat. Während des Absturzes zum Sermilik fehlt die Moräne und erscheint erst wieder in der Tiefe als kurzer Steinzug in Begleitung der linken Seite



E. v. Drygalski phot.

Absturz des Sermilik-Eisstroms zum Fjord.

5. Juli 1891.

der untersten Zunge des Eisstroms; auf der Höhe fehlt sie nur in der Steilwand, welche den Randsee durchquert. Die Wasseransammlung hat hier den äussersten, gewölbten Streifen des Eises und damit die ihn durchragende Moräne zerstört.

Erwähnen möchte ich, dass ein weisser Mantel, welcher im Jahr 1891 vor dem Absturz des Sermilik den äusseren Abhang der Moräne zu dem Plateau fast bis zur Höhe verkleidete, 1892 in der gleichen Jahreszeit (Anfang Juli) bis auf einen Gürtel in der Mitte zerstört war. Ich erkannte 1892, dass derselbe reichlicher mit Steinen durchsetzt war, als ich 1891 sehen konnte. Indessen enthielt die Moräne neben grösseren und kleineren Blöcken und dem feinen gelblichen Schlick auch Eismaterial.

Der Sermilik-Eisstrom fällt von der Höhe des Inlandeises einen steilen Felshang hinab (Tafel 31) und endigt sehr bald, nachdem er das Meer erreicht hat; wir haben also keinen längeren Thalzug, der den Fjord in das Innere fortsetzt, sondern eine Steilwand, die ihn im Hintergrunde einheitlich abschliesst. Im Meer tritt die Mitte des Eisstroms am weitesten vor, während die Seiten zurücktreten, so dass der Horizontalschnitt seines Endes die Form eines Dreiecks hat, dessen Spitze in der Mitte des Fjordes liegt. Die Höhe des Steilrandes habe ich nicht bestimmt, doch sie war nicht bedeutend. Ich habe im Meer davor keine grösseren Eisberge gesehen, dagegen eine grosse Menge kleiner Eistrümmer, welche auch während meiner Anwesenheit anhaltend von dem Rand herabfielen und das Wasser dicht erfüllten, wie es auf Tafel 31 zu sehen ist. An der Nordseite des Fjordes kommt neben dem Eisstrom noch eine selbständige Eiszunge vom Inlandeise herab, endigt jedoch bereits an den oberen Teilen der Felswand. Im Hintergrunde des Sermilik ist das Inlandeis in weitem Umkreis zerspalten, und nicht allein in der direkten Verlängerung der Fjordrichtung; nur in der Nähe des Landes liegt jenes spaltenlose Eisgebiet, welches ich geschildert habe.

Die Itivdliarsuk-Eisströme.

Die nördliche Begrenzung des Sermilik-Gebiets bildet die Halbinsel Kakordlursuit, deren Grösse Steenstrup[1] zu 174 qkm berechnet hat. Sie hat eine keulenförmige Gestalt und erstreckt sich, wie die Massive der Alangorsuak-Halbinsel, langgezogen von Südost nach Nordwest, indem sie in dieser Richtung auch immer mehr an Breite gewinnt. Ihre grösste Höhe liegt neben dem Ende des Sermilik-Eisstroms, wo die Halbinsel in steilen Wänden zu 700—800 m emporsteigt; dann senkt sich die Oberfläche allmählich gegen Nordwest bis zum Amitsuatsiak-Fjord, der eine tiefe Einschnürung bildet, um sich jenseits desselben wieder in senkrechten Wänden zu bedeutenden Höhen zu heben und in den stolzen Vogelfelsen von Karkordlursuit, die der Halbinsel den Namen gegeben, zu enden. Vom Hintergrunde des Amitsuatsiak-Fjordes führt eine breite Senke zum Itivdliarsuk-Fjord hinüber, deren

[1] Meddelelser om Grønland IV, S. 180.

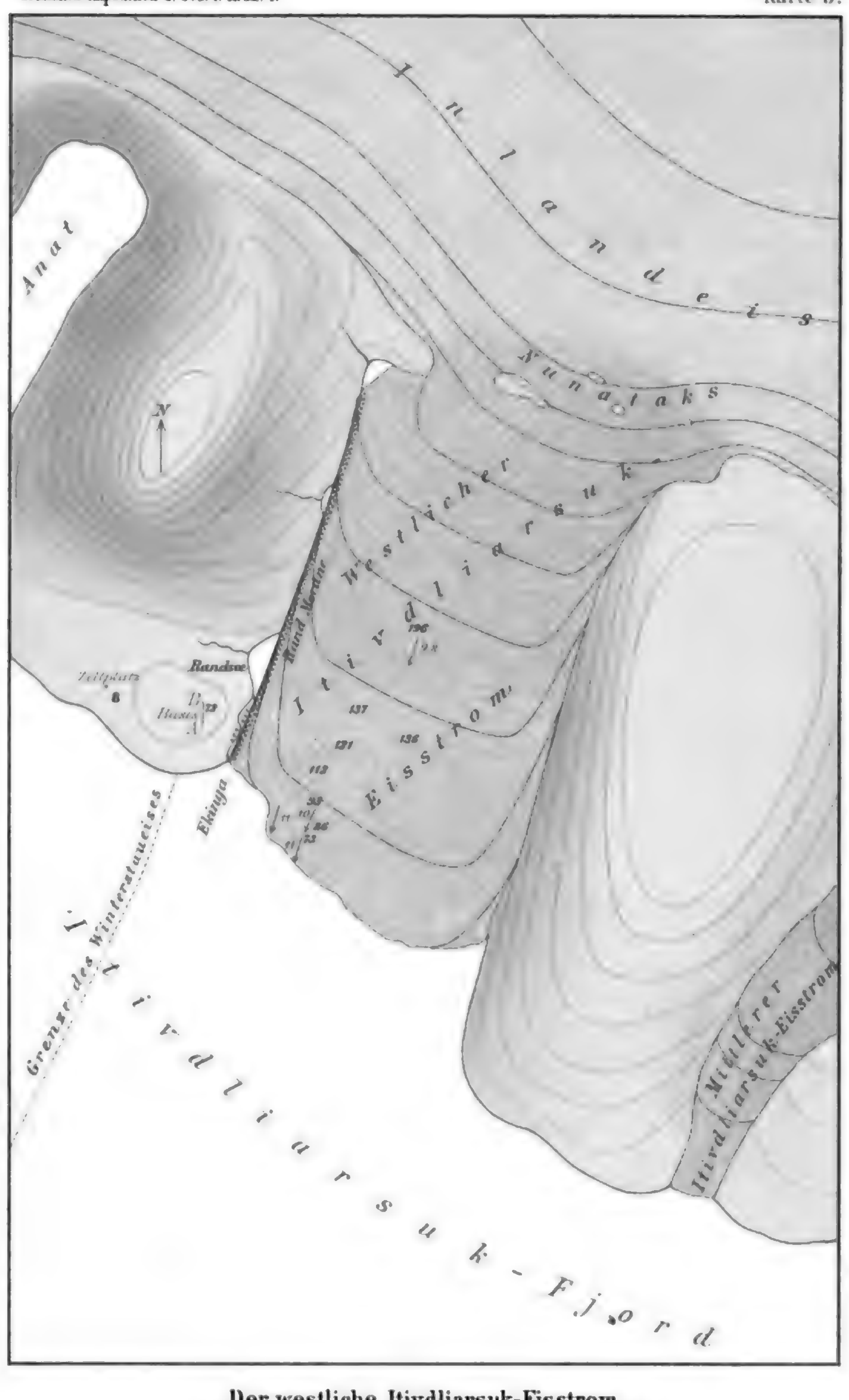
Höhe wenig über 100 m beträgt; zwei flache Seen erleichtern dort den Übergang, der von den Grönländern dem weiteren Wege um die äussere Steilküste von Kakordlursuit vorgezogen und häufig benutzt wird.

In der nordwestlichen Verlängerung der Halbinsel liegt das von steilen Wänden umgebene und von Hochlandeis bedeckte hohe Massiv von Agpat Ø. Das Meer dazwischen ist von einer grösseren Zahl von niedrigen Inseln erfüllt, welche in der Lücke zwischen Kakordlursuit und Agpat die südliche Begrenzung des Itivdliarsuk-Fjordes bilden, eines engen und langen Kanals, in dessen östlichem Teil das Inlandeis an drei Stellen in das Meer tritt.

Schon östlich des Sermilik-Eisstroms hat der Höhenzug, der den Blick auf das Inlandeis im Inneren abgrenzt, eine mehr nordwestliche Richtung genommen, und der gleichen Wendung folgt auch der Eisrand. Nachdem das hohe Massiv am Südostende der Kakordlursuit-Halbinsel das Eis unterbrochen und zum Sermilik-Fjord abgelenkt hat, liegt sein Rand nördlich dieses Massivs auf der Höhe vor dem Abfall der steilen Wand, die den Itivdliarsuk-Fjord im Südosten beschliesst. Dann folgt er der Nordwestseite dieses Fjordes, dringt in drei Lücken derselben hinunter ins Meer und tritt in der vierten, der Anat-Bucht, wieder auf der Höhe bis hart an den Abfall der hinteren Fjordwand heran (Karte 5); es scheint, dass das Inlandeis westlich dieser Bucht in das Hochlandeis übergeht, welches die Uvkusigsat-Halbinsel weiterhin gegen Nordwest bedeckt.

Die Itivdliarsuk-Eisströme liegen also nicht im Hindergrunde des Fjordes, sondern in den Lücken der nordwestlichen Seitenwand, und lenken, wie die Karajak-Eisströme, von dem ostwestlichen Vordingen etwas mehr zur südlichen Richtung ab. Den mittelsten kann man kaum als besonderen Eisstrom bezeichnen, weil er ein schmaler Arm des östlichen ist, von dem er erst kurz vor dessen Ende durch einen niedrigen, gerundeten Felsen abgezweigt wird. Der östliche Eisstrom hat, soweit ich das aus der Ferne sehen konnte, vor und hinter dieser Teilung nur eine geringe Neigung der Oberfläche; an der Teilungsstelle selbst ist dieselbe stärker, und ebenso auch in dem abgezweigten Arm.

In dem westlichen Eisstrom, den ich im Juli 1891 und Juni 1893 genauer gesehen und vermessen habe (Karte 5), ist die Trennung zwischen Eisstrom und Inlandeis schärfer als im Gebiet der Karajak-Eisströme. Denn während die letzteren nur in dem steilen Abfall der Oberfläche des Eises einen Abschluss des Fjordes an der Hinterseite vermuten lassen, ist derselbe bei dem Itivdliarsuk sichtbar, indem dort fünf Nunataks hervorragen, zwischen denen das Eis hindurchdringt. Diese bilden mit den Vorsprüngen der Seitenwände zusammen den hinteren Abschluss des Fjordes, welcher demnach, wie die meisten Gneissthäler Grönlands und z. B. auch die eisfreie Bucht Anat gleich westlich von ihm, nur eine in das Plateau eingeschartete Sackgasse ist. Nur zwischen dem nördlichsten Nunatak und der nördlichen Seitenwand könnte ein schmaler Thalriss den Fjord nach Innen hin kurz fortsetzen, da das Eis dort tiefer zwischen den Felsen eingesenkt liegt und das Hauptthal mit mässiger geneigtem Strom erreicht; über den anderen vier



Der westliche Itivdliarsuk-Eisstrom.

Aufgenommen und gezeichnet von Dr. Erich von Drygalski 1893.

Höhen in Metern. Maasstab 1:100000.

0 1 2 3 4 5 Kilometer.

Nunataks hängt das Eis auf der Höhe und quillt zwischen ihnen mit steiler Wölbung hinab, so dass das Fjordthal gegen das Innere abgeschlossen erscheint.

Nach der Vereinigung der vom Hintergrund herandringenden Arme ist der Itivdliarsuk ein einheitlicher Strom, der sich von den Küstengletschern nur durch die Heftigkeit der Bewegung und das Ausmaass seiner Zerklüftung unterscheidet; man wird ihn nicht als einen Teil, sondern nur als Ausläufer des Inlandeises bezeichnen, weil der Charakter dieses innerhalb des Stroms nicht mehr zur Geltung kommt, wie es beim Grossen Karajak auf der Tasiusak-Stufe der Fall war. Die Fülle des zudringenden Materials mag es bedingen, dass der Querschnitt in den oberen Teilen erheblich gewölbt ist. Man sieht zwei braune Streifen in der Längsrichtung abwärts verlaufen, welche dadurch zu erklären sind, dass bei der starken und zunächst etwas unregelmässig aufsteigenden Wölbung gewisse Eisteile unter einer besonderen Beleuchtung erscheinen. Etwa in der Mitte der Länge des Eisstroms verschwinden die Streifen, weil die Wölbung sich dort auszugleichen beginnt.

Die Zerklüftung ist sehr bedeutend und zwar von einem Ufer zum anderen; nur in einem tiefbraun gefärbten, schmalen Streifen am äussersten Rande der rechten Seite ist sie geringer. Dieser Randstreifen geht in eine Seitenmoräne über, welche den Eisstrom bis zu seinem Ende begleitet, und von der im untersten Teil kurze Züge abgetrennt sind, so dass sie intermittierend neben der noch mit dem Eise verbundenen Moräne verlaufen. Tafel 32 zeigt, wie die Moräne einen Randsee abdämmt, welcher durch den Randbach und einen von rechts zuströmenden Seitenbach gefüllt wird. Unterhalb des Sees hat der Randbach zwischen den Moränenzügen den sonst schon erwähnten grünlichen Schlick reichlich abgesetzt, welcher an dieser Stelle einen besonderen Kalkreichtum zeigt, wie auch auf der Moräne selbst von Dr. Vanhöffen Marmor in grösserer Fülle, als auf anderen Moränen, beobachtet worden ist.

Innerhalb des Thals ist die Oberfläche des Eisstroms fast um 2 Grad geneigt, indem sie auf eine Länge von sieben Kilometer einen Fall von 240 m besitzt; diese Senkung ist gleichmässig verteilt. Hierin, wie auch in der stärkeren Neigung beim Zuströmen des Inlandeises im Hintergrunde des Thals ähnelt der Itivdliarsuk dem Jakobshavner Eisstrom, während sich der Grosse und der Kleine Karajak, sowie der Sermilik wesentlich davon unterscheiden, weil sie mit steileren und ungleichmässigen Neigungen zum Meer hinabsteigen. Wir werden auf diesen Unterschied zurückkommen, wenn wir die Bildung der Eisberge besprechen, und dann auch die betreffenden Profile vergleichen. Dass der Itivdliarsuk trotz des geringen Gefälles eine so lebhafte Zerklüftung besitzt, erklärt sich aus seiner Bewegung und wird die im vierten Kapitel entwickelten Anschauungen über die Bildung der Spalten bestätigen.

Der vordere Steilrand des Itivdliarsuk besitzt im allgemeinen eine nach aussen konvexe Gestalt, doch ist er nicht regelmässig gekrümmt, sondern durch eckige Einbrüche ausgezackt und unterbrochen, wie es auch bei anderen Eisströmen

der Fall ist. Am rechten Ufer beginnt ein grosser Einbruch, der fast bis zu dem dritten Teil der Breite des Eisstroms hineinreicht.

In der Lage des Randes habe ich Schwankungen nicht feststellen können, obgleich ich denselben im Juli 1891 und im Juni 1893 unter sehr verschiedenen Bedingungen sah, weil das Meer im ersteren Falle frei, im letzteren mit Eisbergen verstopft war, und somit der wichtige Unterschied zwischen Sommer- und Winterzustand herrschte, der beim Jakobshavner Eisstrom bedeutende Oscillationen erzeugt. Dass solche beim Itivdliarsuk nicht vorkommen, ist im nördlichen Teil wohl daher zu verstehen, dass tiefes Meer in der erwähnten Bucht in den Eisstrom hineingreift; ich schloss dies daraus, dass zwei neugebildete Eisberge sich sogleich umgewälzt hatten, wie es bei einem raschen Tiefenwechsel vor dem Eisrande einzutreten pflegt. Aber auch der südliche Teil hatte in beiden Fällen die gleiche Lage, obgleich dort einige Eisberge, die ungewälzt in ihrer ursprünglichen Stellung verharrten, einen mässigen Abfall des Untergrundes vermuten liessen. Hier dürfte der Mangel an Oscillationen der Länge daher rühren, dass der Eisrand dort liegt, wo der Seitenfjord den Hauptfjord trifft. Die geringe Neigung des ersteren, in dem sich die Eisberge bilden, kann noch die Form und Grösse derselben bestimmen und damit die Bedingungen dafür geben, dass sie sich ungewälzt halten; aber gleich jenseits der Bildungszone kann ein steiler Abfall zum Hauptfjord, wie häufig, auch hier vorliegen, der ein weiteres Vordringen des Randes verhindert, auch wenn das Meer davor mit Packeis verstopft ist.

Die weiter nördlich gelegenen Austritte des Inlandeises in das Meer im Hintergrund des Umanak-Fjordes sind mir nicht aus eigener Anschauung bekannt, und auch von K. J. V. Steenstrup werden sie nur in Kürze erwähnt. Es sind die Eisströme des Ignerit-Fjordes und des Kangerdluarsuk zwischen den Halbinseln Uvkusigsat (289 qkm) und Agpat (337 qkm) Akuliarusersuak (117 qkm) im ersteren, zwischen Agpat und Kioke (212 qkm) in dem letzteren Falle. Wie sich das Inlandeis in der Bucht zwischen Agpat und Akuliarusersuak verhält, ist nicht bekannt. Im Kangerdluarsuk kam Steenstrup[1] am 29. April 1880 bis zur Insel Kekertak vor dem Rande des Eisstroms und maass dessen Breite zu 3950 m und die Höhe des Randes zu 35 m; nach seiner Schilderung gehört dieser Eisstrom trotz der ansehnlichen Breite zu den weniger produktiven.

Das Fjordgebiet Kangerdluk-Umiamako.

Westlich der Halbinsel Kioke tritt der mächtige Klotz von Upernivik Ø weiter in das Meer hinaus vor, als es die anderen Halbinseln und Inseln der Nordostbucht südlich und nördlich davon thun, und westlich von Upernivik Ø liegt Ubekjendt-Eiland. Beide zusammen bilden die Grenze zwischen den Hauptteilen der

[1] Meddelelser om Grønland IV, S. 83; V, S. 34.



E. v. Drygalski phot.

Randmoräne, Randsee und Schliffflächen am Itivdliarsuk-Eisstrom.

8. Juni 1893.

Nordostbucht, die wir mit Steenstrup als Umanak- und Karrat-Fjord unterscheiden. Ubekjendt-Eiland besteht zum grössten Teil aus Trapp und steigt mit steilen, stufenförmig aufgebauten Wänden aus dem Meer bis zu Höhen von über 1000 m empor. Upernivik Ø ist ein mächtiger, altkrystalliner Klotz, von steilen Wänden umgrenzt, von trogförmig gestalteten Thälern tief bis zum Meer zerteilt und auf den Höhen mit Hochlandeis bedeckt; nur seine Südwestecke ist ein mässig geneigter, sedimentärer Abhang. In dieser Gegend erreicht der westliche Küstensaum nicht allein im dänischen Nord-Grönland, sondern wohl überhaupt seine bedeutendsten Höhen von über 2000 m; da Upernivik Ø nicht nur mit einzelnen Spitzen, sondern mit weiten Flächen bis zu diesen Regionen emporragt, ist die Entwickelung des Hochlandeises eine sehr bedeutende. Allein an der Westküste steigen nicht weniger als vier mächtige Gletscher in den Thalklüften bis zum Ufer des Meeres hinunter.

Die Verzweigungen des Karrat-Fjordes sind nicht so tief, wie die des Umanak-Fjordes, oder richtiger, das Inlandeis tritt nach der nordwestlichen Wendung, die sein Rand vom Sermilik an nimmt, näher an die Aussenküste heran, als weiter im Süden. Dieser Umstand bedingt die unvergleichlichen landschaftlichen Schönheiten dieses Gebietes; denn während im Süden des Umanak-Fjordes die grössten Höhen des Landes in einiger Entfernung vom Eisrande liegen und sich dann mit einförmig gerundeten, eisfreien Flächen gegen das Inlandeis senken, tritt dieses im Karrat-Fjord nach Westen bis in die vom Hochlandeis bedeckte Zone hinein und durchdringt die schroffen Felsformen, mit welchen die Hochflächen abstürzen. Hier ist Hochlandeis und Inlandeis durch keinen eisfreien Landstreifen geschieden, und die Ausläufer beider treten mit einander in unmittelbare Berührung; ein Übergangsland sind die nördlichsten Teile des Umanak-Fjordes, wie ich bei der Uvkusigsat-Halbinsel erwähnt habe.

Der Karrat-Fjord besitzt vier Verzweigungen, welche das Inlandeis anschneiden, nämlich die Fjorde Kangerdlugsuak, Kangerdluk, Umiamako und Sagdliarusek; sein fünfter und längster Ausläufer, Uvkusigsat, geht dem Eisrande parallel und zeigt nach Steenstrup nur an der östlichen Wand auf der Höhe die Zungen, die das Inlandeis vorschiebt.[1] Von diesen Fjorden ist der Kangerdlugsuak seiner ganzen Ausdehnung nach von A. Helland[2] besucht und beschrieben. Wir wollen hier das Gebiet von Umiamako und Kangerdluk zur Darstellung bringen, welches jene gewaltigen Eisströme enthält, die schon Rink zu den produktivsten der Westküste zählte (Karte 6).

Das Fjordgebiet Umiamako-Kangerdluk wird durch die Halbinsel Akuliarusek (708 qkm) im Süden, durch die Halbinsel Akuliarusinguak (244 qkm) und die Insel Kekertarsuak (238 qkm) im Norden begrenzt und durch die Halbinsel Umiamako (77 qkm) geteilt. Im äusseren Teil der beiden vereinigten Fjorde liegt die Insel Karrat (55 qkm), ein gezahnter, steiler Kamm, der sich wie die

[1] Meddelelser om Grønland IV. Kaart over Nord-Grønland.

[2] Om de Isfyldte Fjorde og de glaciale Dannelser i Nord-Grønland S. 27 ff.

Umanak-Klippe über niedrigem, gerundeten Vorland bis über 1000 m Höhe erhebt: dieses verengt den Eingang des Fjordes und sammelt dadurch die Eisberge an, welche vom Hintergrunde her dem offnen Meer zutreiben.

Die Halbinsel Akuliarusek steigt im Süden des Kangerdluk-Fjordes in einer fast ununterbrochenen und unzugänglichen Steilwand zu Höhen von 1500 bis 2000 m aus dem Meer empor. Ihre Felsformen sind dieselben, wie die von Upernivik Ø, doch fehlen die trogförmigen Thäler, welche diese Insel fast bis zum Meeresspiegel zerklüften. Dagegen ist die Höhe des mächtigen Klotzes von breiten, aber nicht tief eingescharteten Thälern, die man mit den von E. Richter[1] aus Norwegen beschriebenen Fjeldthälern vergleichen kann, in eine Reihe von kleineren Klötzen aufgelöst, die dem grossen aufgesetzt erscheinen, jedoch nur oberflächlich und nicht tektonisch von dem Hauptmassiv abgeteilt sind.

Bei der Schlittenfahrt im Kangerdluk-Fjord habe ich vier solcher aufgesetzten Massive unterschieden (Karte 6). Das erste begann an der Westecke und bildete mit einer Höhe von 1500 m den vorderen Rand des Plateaus. Das zweite (1700 bis 2000 m) lag etwas weiter von dem Plateaurande ab; das dritte setzte beim östlichen Ende des zweiten wieder ganz vorn ein und begleitete die Fjordwand bis zu ihrem östlichen Ende. Ein viertes, noch höheres, war durch die Lücke zwischen dem zweiten und dem dritten zu erkennen, es lag aber weiter zurück.

Bei dieser Verteilung ist zwischen dem Ostende des ersten und dem Westende des dritten Klotzes auf der Höhe eine breite Senke, die im Hintergrunde durch den zweiten begrenzt wird. In derselben sammelt sich eine Eisüberschwemmung, die aus den Scharten des zweiten Massivs gespeist wird und vorne an der Plateaukante endigt. Ich habe nicht weniger als sieben einzelne Nährarme derselben zu unterscheiden vermocht, wahrscheinlich sind es aber noch mehr. Dieselben brechen zum Teil in spaltenreichen Neigungen aus den Scharten des zweiten Klotzes zu dem Sammelgebiet hinab, welches so mächtig erfüllt wird, dass alle Unebenheiten des Plateaus überstaut sind und sowohl zwischen den Massiven I und II, wie zwischen II und III eiserfüllte Senken nach den südlichen Teilen der Halbinsel hineinziehen. Eine Enteisung des Sammelgebietes über die vordere Plateaukante zum Kangerdluk-Fjord habe ich nicht beobachtet, und ich möchte deshalb annehmen, dass der Abfluss des Eises durch die beiden Senken nach dem Süden der Halbinsel und von dort zum Kangerdlugsuak-Fjord erfolgt, zumal Helland an dessen nördlicher Wand eine grosse Reihe von Abflüssen des Hochlandeises gesehen hat. In kleinem Maassstab lässt sich diese Eisüberschwemmung auf der Höhe des Plateaus mit dem Inlandeise vergleichen, weil sie eine aus zahlreichen Nährarmen zusammengeschweisste, die Landformen in unregelmässiger Umgrenzung verhüllende und nach verschiedenen Seiten abströmende Eismasse ist.

Das dritte Massiv nimmt wieder den vorderen Rand des grossen Klotzes ein, ist jedoch nicht so ununterbrochen, wie das erste, sondern an drei Stellen geschartet.

[1] Geogr. Zeitschr. Leipzig 1896, S. 308; 1897, S. 45ff. Sitzungsber. d. Ak. d. Wiss. Wien, Math. naturw. Kl., Bd. 105, S. 147ff.

In der ersten Scharte sammelt sich aus drei Armen ein Gletscher, der durch eine steile Klamm in der Fjordwand bis zum Meer hinabsteigt; die beiden anderen sind nur Hochmulden, deren Eisfüllung über die Plateaukante in Form von Eislawinen herunterbricht. Von der östlichen Mulde kam in unserem Beisein eine Lawine mit dumpfem Dröhnen hernieder und wirbelte in der Tiefe eine Wolke von Eisstaub empor. Unter der Mulde reichte vom Meeresspiegel her an der Steilwand ein Eiskegel hinauf, welcher wohl durch Verkittung des herabgebrochenen Eises entstanden war.

Die Halbinsel Akularusek endet im Osten nicht an einem Inlandeisstrom, wie es die dänische Karte angiebt, sondern an einem breiten und in der direkten Verlängerung des Kangerdluk-Fjordes stark ansteigenden Thal, dessen andere Seite ein ähnlich, wie die Halbinsel Akuliarusek, gestalteter und nicht minder hoher Felsklotz begleitet. Beide Seiten des Thales schliessen sich in seinem Hintergrunde zusammen und werden nicht vom Inlandeise getrennt, so dass das rechte Massiv auch noch der Halbinsel zuzurechnen ist. Ein breiter Gletscher, welcher das Thal erfüllt, wird vom Hochlandeise gespeist, das vom Hintergrunde und an drei Stellen auch von der linken Thalwand herabströmt. Aus der rechten Wand kommen ebenfalls drei Nebenströme hinzu, von denen die beiden östlichen hoch liegen, während der westliche in einem tiefen Thal die Felsen durchdringt und ein Ausläufer des Inlandeises sein kann. So sehen wir hier ein Gebiet, wo sich Hochlandeis und Inlandeis berühren und ihre Ausläufer mit einander verbinden. Die Oberfläche des Felsklotzes rechts vom Thal senkt sich gegen Osten, und die selbständige Eisdecke, welche seine Höhe erzeugt, dürfte in das Inlandeis übergehen, das in der Tiefe von ferne herandringt.

Die Nordseite des Fjordgebietes Kangerdluk-Umiamako wird durch die Halbinsel Akuliarusinguak und die Insel Kekertarsuak abgeschlossen, welche durch den engen Sund Tunua von einander getrennt sind; die erstere begleitet den Eisstrom Umiamako, die letztere die äusseren Teile der vereinigten Fjorde. Die Wand von Akuliarusinguak steigt über dem Eisstrom in grosser Steilheit bis zu Höhen von 1600—2000 m empor; die Oberfläche ist von wenig eingetieften Fjeldthälern durchzogen, an deren Ecken ich in der Reihenfolge von Nordosten gegen Südwesten Höhen von 1680, 1640 und 2060 m gemessen habe. Die Hochthäler sind von Eis erfüllt, senden jedoch an der rechten Steilwand des Umiamako, soweit ich sehen konnte, keine Gletscher hinab. Die Höhe von 2060 m liegt dort, wo die Felswand am Sunde Tunua gegen Nordwesten umbiegt; jenseits einer Unterbrechung durch ein tiefes, doch eisfreies Fjordthal, welches in der Richtung des Umiamako-Eisstroms auf Tunua zukommt, maass ich an der oberen Plateauecke dann noch die Höhe von 1915 m.

Die Südostseite der Insel Kekertarsuak ist ebenfalls steil und hat Höhen von 1600 m und mehr. Sie bildet in der Begrenzung des Fjordes nach der Unterbrechung durch Tunua die direkte Fortsetzung der Nordwestwand des Umiamako und ist mit Ausnahme einer Stelle unzugänglich wie diese. Nur an ihre unteren Teile

lehnen sich mächtige Schutthalden an, welche am Meeresrande von langen Steinwällen begleitet werden, die hin und wieder absetzen und dann von neuem beginnen. Sie haben das Aussehen alter Moränen, jedoch kann ich nicht mit Bestimmtheit behaupten, dass sie es sind; sie werden von der Schutthalde der dahinter liegenden Felswand durch eine Kehle getrennt.

Rink's Eisstrom und der Umiamako, die beiden Austritte des Inlandeises in das Fjordgebiet, sind durch die Halbinsel Umiamako von einander getrennt. Dieser Name gehört eigentlich nur zu der niedrigen, aus krystallinischen Schiefern bestehenden Südwestecke der Halbinsel, auf welcher früher ein Haus gestanden hat, das durch eine Kalbungsflut des nahen Eisstroms zerstört worden ist. Seitdem wird diese Gegend auch von den Grönländern selten besucht, obgleich die Fangverhältnisse überaus günstig sind. Gleich über der Ecke streben die Felsen zu einer kühnen Spitze von 1233 m empor und dann nach kurzem Absatz zu einer Plateauecke von 2169 m Höhe. Von dieser senkt sich die Oberfläche der Halbinsel langsam gegen das Inlandeis, besitzt jedoch vor ihrem Ostende noch Höhen von 1700 m und mehr. Die Südkante des Plateaus, von welcher die Nordwand des Kangerdluk abfällt, ist im Westen reich geschartet und bietet deshalb von unten gesehen den Anblick eines zackigen Grates, während sie weiter im Osten zusammenhängender wird. Die Westkante ist von Fjeldthälern eingekerbt und gleich oberhalb von dem Ende des Umiamako-Eisstroms von einem tiefen Fjordthal durchschnitten, an dessen Nordwand auf der Höhe ebenfalls einige Fjeldthäler enden. Diese haben die Gestalt flacher Tröge und geben den oberen Plateaukanten das Aussehen durch steile Scharten unterbrochener Mauern.

Die Oberfläche der Halbinsel ist vom Hochlandeise bedeckt, welches sich in den Fjeldthälern sammelt und an deren Enden an den Plateaukanten bisweilen mit steilen Rändern abbricht; an einigen Stellen steigen aber auch Gletscher zur Tiefe, und zwar an der Südseite der Halbinsel einer, der fast den Kangerdluk-Fjord erreicht, und an der Westseite zwei, von denen der südliche sich mit dem Umiamako verbindet, während der nördliche auf halber Höhe zu enden scheint. Das tiefe Thal, welches die Westwand der Halbinsel durchbricht, ist von einem Eisstrom erfüllt, der die Halbinsel zweiteilt und vielleicht mit dem Inlandeis in Zusammenhang steht; er strömt dem Umiamako kurz vor seinem vorderen Steilrande zu. Ich vermute, dass dieser Eisstrom vom Inlandeise herkommt, weil er ganz in der Tiefe liegt, wie der Umiamako, während die Hochlandeisbildungen entweder an den oberen Plateaukanten abbrechen oder in steilen Zungen hinabsteigen; es wäre aber auch möglich, dass das Eis im Hintergrunde des Thales, den ich nicht gesehen habe, von der Höhe herabkommt und sich unten zu einem mächtigen Thalgletscher sammelt, der dann mit dem Inlandeise keinen Zusammenhang hätte.

Im Hintergrunde des Umiamako-Eisstroms liegt ein klotziger Nunatak von 1360 m Höhe, welcher einen Ausblick auf das Inlandeis hindert. Dieses umquillt den Nunatak von Osten und Westen, vereinigt sich dann zu dem langen Eisstrom und senkt sich zwischen schroffen Felswänden ganz in der Tiefe glänzend in das

Meer. Die Oberfläche des Eisstroms hat eine geringe Neigung, ähnlich gleichmässig, wie die des Jakobshavner Eisstroms und des Itivdliarsuk; auch ist sie, wie bei diesen, in der ganzen Breite lebhaft zerklüftet. Der westliche Teil des Eisstroms drängte gegen die Nordecke von Kekertarsuak vor und hatte vor dem Eingang von Tunua das Fjordeis stark zusammengeschoben. An der Ostseite war das weniger der Fall, und man konnte dort nahe herankommen; auch hier muss aber Bewegung herrschen, weil die Zerklüftung gleichmässig stark ist. Die Höhe des vorderen Steilrandes beträgt 40 bis 60 m, während ein losgebrochenes Stück des Eisstroms, das ungewälzt vor der Westseite lag, nur 30 m Höhe besass.

Die Ostseite der Halbinsel Umiamako ist etwas niedriger, als der westliche Teil, überragt das Inlandeis aber auch in beträchtlicher Höhe. Zwischen ihr und dem Ostende der Halbinsel Akuliarusek sammelt sich Rink's Eisstrom aus vier, vielleicht fünf Armen, welche in der Tiefe die Felsen durchdringen.

Die beiden Hauptarme strömen fast rechtwinklig auf einander zu und vereinigen sich vor der vorderen Ecke eines kastenartigen Nunataks, welche gegen die Mitte des Kangerdluk-Fjordes vortritt. Die Grönländer bezeichneten denselben als *mato* (Thüre), weil er das dahinterliegende Inlandeis den Blicken entzieht; man sah dieses nur in einer Kerbe zwischen dem steilen Nunatak und dem nordwestlichen Eisarm und erkannte, dass seine Höhe die der davor gelagerten Felsen lange nicht erreicht. Die Oberfläche des Nunataks trägt eine Eisdecke, welche sich gegen Osten hin senkt und wohl in das Inlandeis übergehen kann; an seiner vorderen Ecke kommt ein steiler Gletscher zum Eisstrom hernieder, ohne ihn zu erreichen.

Unter den beiden Hauptarmen von Rink's Eisstrom ist der linke der breitere; beide haben nur einen mässigen Fall, welcher auch nach der Vereinigung anhält, bis der Eisstrom in einem Steilrand endigt, welcher den Hintergrund des Fjordes durchquert. Vorher kommen noch zwei Nebenströme aus der rechten Seitenwand hinzu; ein dritter endigt, soweit ich sehen konnte, unterhalb des Randes des Hauptstroms selbständig im Meer. Alle drei strömen in tiefen Thälern und dürften vom Inlandeise herkommen, während westlich davon und auch an der linken Seite des Fjordes steile Hochlandeiszungen zum Fjord herabsteigen. Alles in allem kommen im Hintergrunde des Kangerdluk so gewaltige Eismassen in das Meer hinaus, dass das Fjordeis Ende April bis zu einem Abstande von 7 bis 8 Kilometern vom Rande des Eisstroms mit den Bergen und Trümmern desselben zu einem dichten Staueis vereint war.

Wo sich Hochlandeis und Inlandeis so nahe berühren, wie es im Kangerdluk-Fjord der Fall ist, wird naturgemäss eine Unterscheidung zwischen diesen beiden Nährgebieten und ihren Ausläufern schwer; denn jene gehen in einander über, und zwischen den Formen dieser besteht kein durchgängiger Unterschied, weder was die Art der Entwickelung aus dem Nährgebiet, noch was die Grösse der vorgeschobenen Teile betrifft. Die Entwickelung ist schon bei den Inlandeisströmen verschieden, wie die Beispiele des Grossen Karajak und des Jakobshavner Eisstroms beweisen, und die Grösse kann kein Merkmal bilden, welches sie von

den Ausläufern des Hochlandeises unterscheidet, weil die Inlandeisströme von schmalen, schwachen Zungen, die an Felswänden herabhängen, wie im Pakitsok-Fjord, bis zu den gewaltigen Strömen, welche die Fjorde erfüllen, jede Grösse annehmen, wie die mannigfaltigen Formen des Kangerdluk-Fjordes beweisen. Auch die Lage innerhalb der Felsen ist nicht unterscheidend, wenn die beiden Nährgebiete mit einander vereint sind.

Aber ein Unterschied zwischen Hochlandeis- und Inlandeis-Bildungen bleibt im Kangerdluk-Fjord wie in den früher erwähnten Gebieten bestehen; er liegt in dem Verhältnis zum Meer. Alle Bildungen, welche auf den Höhen des Landes entstehen und durch die Formen desselben geleitet werden, gehen nicht weit über seine Grenzen hinaus; sie sind den Felsen angepasst und können die wichtige Grenze beim Beginn der Meerestiefe nicht überschreiten. Das Inlandeis dagegen dringt von ferne heran und überschwemmt ein seinem Ursprung fremdes Gebiet; es macht deshalb nicht an den Grenzen des Landes Halt, sondern durchdringt auch die Fjorde in machtvoller Fülle, solange seine Masse der Tiefe des Meeres gewachsen ist. Diejenigen seiner Ausläufer freilich, welche sich, wie die Gletscher, den Landformen anpassen, unterliegen auch der gleichen Beschränkung; aber jene gewaltigen Eisströme, in welchen sich die Kraft eines grossen Gebietes gegen die breiten Austrittspforten, welche die Fjorde bieten, hin konzentriert, enden erst nach weitem Vorstoss, wenn die Tiefen des Meeres schliesslich ihren Massen das Gleichgewicht rauben.

Die Weite des Vorstosses wechselt, wie ich in früheren Fällen erwähnte; sie hängt von der Masse ab, welche ins Meer tritt, und nicht von den Formen des Landes, von denen die Masse des Inlandeises unabhängig ist, während die des Hochlandeises durch sie bestimmt wird. Rink's Eisstrom und der Umiamako stossen überaus weit vor, weil die Hauptmasse des Inlandeises hier besonders nahe an die Aussenküste herantritt; sie erfüllen ganze Thal- und Fjordsysteme und nicht nur, wie andere Eisströme, den Hintergrund der Fjorde oder eine kurze Strecke darüber hinaus.

Steinwälle in der Nordostbucht.

Ehe ich das Gebiet der Nordostbucht verlasse, um den Inlandeisrand weiter nördlich zu verfolgen, will ich im Zusammenhang eine Erscheinung besprechen, die in der Nordostbucht mehrfach vorkommt: nämlich gewisse wallartige Steinansammlungen, welche einige Bergabhänge begleiten.

Eine schon von H. Rink und K. J. V. Steenstrup[1] beachtete Bildung dieser Art liegt an der Westseite der Umanak-Klippe und hat die Form eines Schuttstroms, welcher aus dem Spalt der Klippe (Tafel 3) hervorkommt und sich an ihrer Westwand eine Strecke nach Süden entlang zieht. Sie ist von der Klippe durch eine Kehle geschieden, in der ein kleiner Bach fliesst; auch an der Aussenseite ist sie von einem

[1] Meddelelser om Grönland IV, S. 81. Rink: Nord-Grönland II, S. 153.

Bach begleitet, der einen winzigen See speist, welcher vor dem unteren Ende des Schuttstroms liegt. Dieses Ende sowohl, wie die Seiten bilden eine stark geneigte Böschung, auf der man nur mit Mühe auf die Oberfläche hinaufkommt. Das Material besteht unzweifelhaft aus Trümmern der Umanak-Klippe, und zwar liegen auf der Oberfläche nur grosse eckige und scharfkantige Blöcke, von denen einige sehr bedeutende Abmessungen besitzen, während an den Böschungen auch feineres Material liegt. Neben dem gewöhnlichen rötlichen Gneiss findet man reichlich das dunkle Gestein, das von den Bändern herrührt, welche die Klippe umschlingen. Die auf der Oberfläche liegenden Blöcke tragen meistens ein schwarzes Flechtenkleid, während das Material der Böschungen ein frischeres Aussehen hat. Der kleine See vor dem unteren Ende wird von den Seitenbächen gefüllt; eine Speisung aus dem Schuttstrom selbst, sowie eine Bewegung irgend welcher Art in den Blöcken desselben habe ich bei drei Besuchen nicht beobachten können. Der obere Teil des Seebeckens ist in die Böschung eingesenkt, der untere liegt im anstehenden Fels.

Wo der aus dem Spalt herauskommende Schuttstrom nach Süden herabbiegt, ist die Wasserscheide zwischen der nördlichen und der südlichen Abflussrichtung an der Westseite der Umanak-Klippe. Dieselbe besteht aus anstehendem Fels, der sich nach Westen in dem Rücken fortsetzt, welcher die grösste Verbreiterung der Umanak-Insel bildet und in der 382 m hohen Holländer Warte endigt. Es ist dieses der höchste Punkt in dem gerundeten Vorland der schroffen Umanak-Klippe; er hat seinen Namen daher, dass die Holländer dort eine Warte errichtet hatten, deren Reste man sieht. Dieselbe bietet einen weiten Überblick über den Umanak-Fjord und lässt die Möglichkeit der Einfahrt in einen der beiden Häfen der Umanak-Insel, die Spragle-Bucht und den Hafen der heutigen Kolonie, gut beurteilen.

Schon auf der Wasserscheide beginnt ein zweiter Steinwall, der sich unmittelbar am Fusse der Klippe nach Norden hinabzieht, indem er die östliche Wand des Thals zwischen der Klippe und dem Massiv der Holländer Warte begleitet. Noch vor seinem nördlichen Ende beginnt hinter ihm, also näher an der Klippe und etwas höher hinauf, ein dritter Wall, und hinter beiden, etwa von der Mitte des zweiten bis zur Mitte des dritten, ein vierter, welcher bald endet, jedoch nach kurzer Unterbrechung durch einen fünften thalabwärts fortgesetzt wird.

Keiner dieser nördlich der Wasserscheide gelegenen Wälle hat die Länge des südlich hinabziehenden, das Material ist jedoch das gleiche und erscheint ebenfalls gröber auf der Oberfläche, wie an den Böschungen, und desgleichen an den letzteren frischer. Sie erscheinen am Fusse des Abhanges der Klippe hinter einander gestaffelt und könnten dadurch, dass sie absetzen, sich ablösen und streckenweise hinter einander fortziehen, den Eindruck alter Moränen erwecken. Ihre Oberflächen sind platt, ihre Böschungen steil, ihr Verlauf meist gradlinig eine kurze Strecke der Felswand entlang, doch bei dem einen auch etwas konvex gegen aussen gekrümmt. Keiner dieser Wälle erweckt so deutlich den Eindruck eines Schuttstroms, wie der südlich der Wasserscheide gelegene. Sie schliessen auch nicht an Spaltbildungen an, welche die Grösse des Hauptspaltes der Umanak-Klippe, aus dem der erste herkommt,

entfernt erreichen; jedoch über ihnen in der steilen Wand der Klippe sieht man Eintiefungen, welche von unten gesehen nur oberflächlich erscheinen, aber zweifellos erhebliche Nischen in dem Verlaufe der Steilwand sind.

Einen gleichen Charakter, wie die letztbeschriebenen, schienen Wälle zu haben, welche die Nordwand der Majorkarsuatsiak-Klippe wie Terrassen begleiten, soweit ich das bei der Schneedecke im Februar zu erkennen vermochte. Von ihrem Material habe ich wenig gesehen, doch ihre platte Oberfläche, die steilen Böschungen und der entlang der Felswand gerichtete Verlauf erinnerten an die Steinwälle auf der Umanak-Insel. In der Majorkarsuatsiak-Klippe ist auch ein beträchtlicher Spalt; die Wälle zogen aber viel zu weit hin, als dass sie ihrer ganzen Länge nach aus demselben hergeleitet werden könnten.

Die Steinwälle, welche im Karrat-Fjord die Südostseite von Kekertarsuak lange Strecken begleiten, erinnern ebenfalls an die Bildungen der Umanak-Insel nördlich von der Wasserscheide; ich erwähnte, dass auch sie den Eindruck von Moränen erregen, ohne als solche mit Bestimmtheit aufgefasst werden zu müssen.

Zwei andere Schuttanhäufungen, an der Südwestecke von Stor Ø und an der Nordecke von Alangorsuak, gleichen dagegen dem Schuttstrom der Umanak-Insel, welcher von der Wasserscheide gegen Süden herabsteigt. Beide liegen auch vor tiefen Spalten, welche die Steilwände zerklüften, und gehen aus den Schutthalden derselben hervor. Beide haben allerdings nicht die Form von langgezogenen Strömen, sondern sind nur mächtige Schuttkegel, deren steile Böschungen oben eine Abflachung haben, ehe sie in die Halden der Spalte übergehen.

Ein gleiches Aussehen hat endlich auch eine Schuttanhäufung unmittelbar westlich von der kleinen Wohnstätte Sermiarsut. Diese liegt jedoch nicht direkt vor einem Spalt der steilen Nordwand von Nugsuak, sondern am Fusse einer Stufe, welche sich im Anschluss an ein etwa bis zur halben Höhe des Plateaus eingetieftes Thal mit geringer Neigung gegen Osten an der Fjordwand herabsenkt, aber noch in einiger Höhe über dem Meer endigt. Ich habe die Stufe nicht begangen und weiss nicht, ob auch sie schuttbedeckt ist. Vielleicht haben wir es hier mit den alten Moränen eines von dem Thal her an der Fjordwand herabsteigenden früheren Gletschers zu thun, welcher am Ende der Stufe eine Endmoräne aufgeschüttet hat. Aber der Schuttkegel, der dort liegt, gleicht den vorher beschriebenen Bildungen und besteht, wie jene, an der Böschung aus eckigem Material.

Was die Entstehung dieser Steinwälle und Schuttkegel anbetrifft, so liegt es von vornherein nahe, an Moränenbildungen zu denken, und in der That hat K. J. V. Steenstrup auch den südlichen Schuttstrom der Umanak-Klippe als einen Rest der früheren Vereisung betrachtet. Der eckige und scharfkantige Charakter des Materials würde nicht dagegen sprechen, weil die Oberflächenmoränen der stark mit Schutt bedeckten Gletscher ebenso eckiges Material enthalten und eine grosse Ähnlichkeit der beschriebenen Bildungen z. B. mit der rechten Riesenmoräne des Sermiarsut vorhanden ist. Die langgezogene Form bestärkt die Auffassung des Schuttstroms der Umanak-Klippe als eines früheren Gletschers.

Indessen bestehen manche Schwierigkeiten für diese Auffassung. Dass der Schuttstrom heute noch einen Eiskern enthält, weil vor seinem Ende ein kleiner See liegt, wie es neben und auf eiserfüllten alten Moränen häufig der Fall ist, scheint mir nicht bewiesen, weil der See sichtlich durch die beiden Seitenbäche gespeist wird, von denen der eine mit seinen Anfängen bis auf die Wasserscheide hinaufreicht. Er verdankt seinen Bestand wohl lediglich der Eintiefung zwischen Felsflächen und Schutt, sowie der Speisung durch die Bäche. Auch habe ich, wie erwähnt, eine Bewegung in den Blöcken der Böschung, die auf eine noch heute andauernde Eisfüllung deuten würde, nicht wahrnehmen können.

Wäre der Schuttstrom der Rest eines alten Gletschers, so müsste der letztere seinen Ursprung in dem Spalt der Umanak-Klippe gehabt haben, weil das Schuttmaterial unzweifelhaft zu dieser gehört, und könnte nicht etwa ein von fern herkommender Inlandeisstrom gewesen sein; auch schliesst sich der Schuttstrom deutlich an die Spaltbildung an. Aber es ist schwer zu verstehen, wie ein Gletscher im Umanak-Spalt entstehen kann, weil dieser weder ein mit Hochlandeis bedecktes Plateau anschneidet, noch selbst Raum genug für die Sammlung von Nährmaterial bietet. Diese Schwierigkeiten bestehen für die Auffassung des Schuttstroms als eines heutigen oder früheren Gletschers.

Ich habe dadurch, dass ich die Schilderung der anderen Schuttbildungen mit jener der Umanak-Insel zusammen brachte, die Möglichkeit einer Entstehung ohne strömendes Eis auch bei der letzteren angeben wollen. Jene gleichen zwar nicht in allen Stücken dem Schuttstrom der Umanak-Klippe, besonders fehlt ihnen die ausgeprägte Stromform, aber sie haben doch manche Eigentümlichkeiten mit diesem gemein. Vom Material müssen wir freilich absehen, da ein ähnlich eckiger Charakter sich auch auf Oberflächenmoränen findet; aber die Lage vor den Spalten, wie bei Alangorsuak und bei Stor Ø, oder vor Nischenbildungen, wie nördlich von der Wasserscheide auf der Umanak-Insel, ferner der platte Charakter der Oberflächen, die steile Neigung der Böschungen, der das Aussehen von Terrassen giebt, sind allen Bildungen gemein. Nehmen wir an, dass die Spalten- und Nischenbildungen der Steilwände durch Bergstürze erfolgten, dann wäre es wohl möglich, dass der ausgebrochene Schutt nicht immer unmittelbar vor den Spalten liegen bleibt, sondern sich gelegentlich auch in der Form eines Stromes eine kurze Strecke den Abhang hinabzieht, wie es auf der Umanak-Insel südlich von der Wasserscheide der Fall ist. Mir scheinen aber die beschriebenen Bildungen in zu deutlichem Zusammenhange mit den Schutthalden der Steilwände zu stehen, als dass man ihnen einen anderen Ursprung, als den letzteren, zuschreiben sollte. Während sich die Halden allmählich sammeln, lassen sich die charakteristischen wall- oder stromartigen Formen durch das gleichzeitige Ausbrechen grösserer Massen, also durch Bergstürze, erklären. Die Formen der Spaltbildungen, vor denen sie liegen, bestärken diese Ansicht, da dieselben nicht wie durch Wasser ausgesägte Thäler oder durch Verwitterung eingefressene Klüfte, sondern wie plötzlich ausgebrochene Risse erscheinen.

Siebentes Kapitel.

Uperniviks-Land, Hayes-Halbinsel, Ost- und Süd-Grönland.

Uperniviks-Land.

Den nördlichen Abschluss der Nordostbucht bilden die Halbinseln Svartenhuk und Ignerit, welche nach Zusammensetzung und Form zusammengehören und nur durch den schmalen Umiarfik-Fjord von einander getrennt sind; nördlich von diesen liegt das Inselgewirr, in dem die Dänen ihre nördlichsten Handelsplätze errichtet und diese zu dem Koloniedistrikt Upernivik zusammengefasst haben. Hatten wir schon in den nördlichen Teilen der Nordostbucht eine Annäherung des Inlandeises an die Aussenküste, so nimmt dies jenseits der grossen Halbinseln immer mehr zu; denn in Uperniviks-Land liegt das Eis anfangs 70 bis 80, weiterhin nur 30 bis 40 Kilometer von dem freien Meer entfernt, und in der Melville-Bai bildet sein Rand, von wenigen Inseln unterbrochen, die Aussenküste selbst.[1]

Mit der Verschmälerung des Küstensaumes ist eine Abnahme der Höhe verbunden; während im Karrat-Fjord lang- und tiefgeschnittene Fjord- und Thalsysteme zwischen hoch ansteigenden Felsklötzen vom Eise durchströmt waren, zerfällt Uperniviks-Land in eine Unzahl einzelner, niedriger Inseln, zwischen denen das Meer in zahllosen Sunden hindurchgreift und einen derartigen Grad der Auflösung schafft, dass man nur noch von einer Schärenlandschaft, nicht von einer Fjordlandschaft sprechen kann. Selbst der Laxe-Fjord, den C. Ryder[2] als den Hauptfjord dieser Gebiete bezeichnet, ist nur ein schmaler Kanal mit mehrfach durchbrochenen Wänden und kann mit den tief bis zum Inlandeise hindurchreichenden Verzweigungen der Nordostbucht nicht verglichen werden; das Land scheint in einem Zustand der Versenkung begriffen zu sein.

Bei den geringen Höhen tritt naturgemäss der vom Eise gestaltete, runde Typus der Gneissformen allgemein hervor. Selbst drei auffallende Kuppen, welche

[1] Uperniviks-Land ist auf Karte 1 dargestellt.
[2] Meddelelser om Grønland VIII, S. 203 ff.

man bei einer Umschau über den südlichen Teil des Landes weithin erkennt — ein Berg östlich von Kagsersuak und zwei nördlich von Kaersok, die jedoch wenig über 1000 m erreichen — scheinen, soweit ich das aus der Ferne beurteilen konnte, bis zu ihren Höhen hinauf vom Eise gerundet zu sein. Es giebt allerdings steile Wände an den Seiten der Sunde, deren schroffe Formen den Eisströmen der Vorzeit keine Angriffspunkte gewähren konnten, wie die stolzen Vogelfelsen östlich von Kaersok, die Wände von Kornok und die gegenüberliegenden Ufer von Nutarmiut, welche eine Erweiterung des Fjordes wie einen Binnensee in malerischer Schönheit umschliessen, oder wie der vielfach erwähnte und in seiner Bedeutung für die Beurteilung der früheren Verbreitung des Eises allgemein beachtete Devils Thumb im nördlichsten Teil des Landes, aber die runden Formen wiegen doch vor, und besonders charakteristisch sind die niedrigen Schären, welche sich mit geringen Höhen und kleinem Umfang, aber in schier unzählbarer Menge aus dem Meer erheben.

Dieser Charakter bedingt die Schwierigkeiten des Verkehrs in Uperniviks-Land. Die Nähe der Aussenküste lässt die Bewegungen des freien Meeres auch im Innern des Insellandes merklich verspüren, und die augenscheinlich zahlreichen Untiefen zwischen den Schären geben zur Entstehung von Strömungen Anlass, welche die winterliche Eisdecke unsicher machen und frühzeitig zerstören. Während wir in den inneren Teilen des Umanak-Fjordes bis in die erste Hälfte des Juni hinein Schlittenverkehr hatten, und während derselbe in den äusseren Teilen dort sogar bis Ende Juni zu dauern pflegt, fanden wir in Uperniviks-Land schon Anfang Mai viele offene Stellen und das Eis dazwischen von Wasser überstaut, so dass der fast knietief liegende Schnee zu einem dicken Brei durchtränkt wurde, welcher für die Schlittenfahrt ausserordentlich hinderlich war.

Schon unsere Einfahrt nach Uperniviks-Land wurde durch offenes Wasser verzögert. Man wählt zur Fahrt von Igdlorsuit, der nördlichsten Ansiedelung in der Nordostbucht, entweder den Weg durch den Uvkusigsat-Fjord und von dort über niedriges, seenreiches Land in den Laxe-Fjord, oder den um die Aussenküste von Svartenhuk.

Wir nahmen den letzteren Weg, weil uns der erstere wegen des tiefen Schnees im Uvkusigsat-Fjord widerraten wurde, stiessen jedoch bei Kap Svartenhuk, einer weit in das Meer vortretenden, steilen Basaltwand, schon am 28. April auf offenes Meer, das wir weder nach aussen hin, noch dicht an der Klippe auf dem Eisfuss der Felsen zu umfahren vermochten. Wir fuhren daher vom Maligiak zum Migdlorfik-Fjord durch tiefen Schnee über Land, was die Dauer der Reise zwischen Søndre Upernivik und Igdlorsuit, die man unter günstigen Bedingungen in zwei Tagen zurücklegen kann, um mehr als 24 Stunden verlängerte.

Ähnlichen Schwierigkeiten begegneten wir weiterhin häufig. So sahen wir offenes Meer am 1. Mai gleich westlich von Søndre Upernivik; wir haben diese Stelle auf dem Eisfuss von Kekertarsuak umfahren. Auch zwischen Prøven und Kaersok war das Eis am 2. Mai ganz unsicher und enthielt offene Stellen, die wir teils auf losen Schollen passierten, teils in weiten Umwegen umgingen; bei der

Rückfahrt am 10. Mai war das Meereis hier nur noch für kurze Strecken zu benutzen, wir mussten teils über den Eisfuss der weiter nach innen gelegenen Inseln, teils auch über diese selbst hinüber.

Nicht besser war es in grösserem Abstande von der Aussenküste gegen das Inlandeis hin. Nördlich von der Handelsstelle Augpalartok kamen und gingen die Grönländer am 3. Mai im Kajak, und bei den Fahrten nach Uperniviks-Eisstrom fanden wir offene Stellen in den Sunden, welche den nördlichen Teil der von C. Ryder[1] zusammenhängend gezeichneten Landmasse Nutarmiut durchschneiden, sowie auch zwischen den Inseln Ingik und Maneetsok. Der Rand des Eisstroms selbst war in der ersten Hälfte des Mai nicht mehr zu erreichen, und wir mussten uns mit Ausblicken dorthin aus einem Abstande von 10 bis 12 Kilometern begnügen. Es ist allerdings eine für den Inlandeisrand auch weiter im Süden charakteristische Thatsache, dass das Meereis in seiner Nähe früher aufgeht, als in den äusseren Teilen der Fjorde; das hängt mit der grossen Gewalt der vom Inlandeise herunterstürzenden warmen Föhnwinde zusammen, welche in der Nähe des Eisrandes häufiger und stärker sind, als in einiger Entfernung davon. Aber im Karajak-Gebiet hielt das Eis auch im Innern bis in die ersten Tage des Juni, während es in Uperniviks-Land schon Anfang Mai unpassierbar wurde. Uperniviks Eisfjord war in dieser Zeit schon bis zu dem Inselkranz, der ihn im Anschluss an Ingik und Arpik nach aussen hin abschliesst, fast vollkommen offen.

Das gänzlich eisfreie Meer lag im Frühjahr 1893 nicht weit von der Küste entfernt; denn wir sahen seinen Rand Anfang Mai in kurzem Abstande westlich von der Kolonie Upernivik und trafen ihn im April in den äusseren Teilen der Nordostbucht, sowie im März im Vaigat westlich von Asuk. Das Westende der Halbinsel Nugsuak ist in den meisten Wintern eisfrei, und es gehört zu den Seltenheiten, dass die in der Handelsstelle Nugsuak wohnenden Grönländer dem Fange vom Eise mit dem Hundeschlitten obliegen können, während die Nordostbucht dahinter gewöhnlich lange Zeit eine feste Decke trägt.

Dass Uperniviks-Land auch innerhalb zwischen den Inseln so viele offene Stellen hat, hängt zweifellos mit den durch Untiefen und Verengungen bedingten Strömungsverhältnissen in den Sunden zusammen; in dem Landkomplexe Nutarmiut waren offene Meeresarme z. B. so flach, dass man den Boden mit Deutlichkeit sah. Wegen der grossen Auflösung macht der ganze Küstenstrich von Uperniviks-Land den Eindruck eines untertauchenden Gebietes. Während streckenweise schon bedeutende Tiefen von 1000 m und darüber erreicht sind, wie die Lotungen von C. Ryder[1] in Uperniviks-Eisfjord zeigen, sind andere Tiefenzüge zwischen den Buckeln und Wellen des Landes bisher nur flach überstaut und geben deshalb zu zahlreichen Stromstellen Anlass, in denen die Eisdecke des Winters frühzeitig unsicher wird. Die gewöhnlichen Bewegungen des Meeres müssen sich über den flachen Stellen zu Strömungen steigern.

[1] Meddelelser om Grønland VIII, Tav. XXI.

Es ist wahrscheinlich, dass auch heute noch eine Senkung anhält, die eine frühere Hebung des Landes ablöste. An der in Stufen aufsteigenden Steilküste zwischen dem Maligiak-Fjord und Kap Cranstowm werden die Felswände, in deren unterste Teile die Brandung weite Grotten eingefressen hat, von einer Reihe breiter Thäler quer zur Küste durchschnitten. An einem derselben brachten wir zwei Nächte zu und sahen über dem heutigen Bach eine Terrasse von etwa 10 m Höhe, welche den alten Boden des Baches vorstellt und somit eine frühere Hebung dieses Gebietes bekundet. K. J. V. Steenstrup[1] berichtet im Zusammenhang noch über eine ganze Reihe ähnlicher Bildungen von den Küsten der Disko-Bucht, der Nordostbucht und der Halbinsel Svartenhuk bis nördlich hinauf zu der Gegend von Søndre Upernivik. Strandlinien in anstehendem Fels sah er nur bei Jernpynten an der Westseite von Disko; wir können die schon erwähnten Linien von der Westseite des Karajak-Nunataks hinzufügen.

Der durch diese Thatsachen bekundeten Hebung ist eine Senkung gefolgt, welche heute noch anhält und fast die ganze Westseite Grönlands betrifft. Für die dänischen Küstenstrecken giebt K. J. V. Steenstrup[2] eine Übersicht über die Anzeichen, welche dafür sprechen, und für die nördlichen Gebiete liegt aus der Breite von Kap York eine alte Nachricht von Kane[3] und eine neuere von Astrup[4] vor, die das gleiche beweisen; nach der Ansicht dieser Beobachter reicht die Senkung bis zum 77.° n. Br. hinauf.

Bei der geringen Erhebung und den runden Formen von Uperniviks-Land ist die Entwickelung des Hochlandeises sehr beschränkt. Ich habe nur eine kleine Gletscherzunge gesehen, welche auf der Insel Kaersorsuak nördlich von Kornok eine kurze Strecke am Abhang herabkommt. Auf der Insel Ingik waren zwei runde Kuppen von Eis überzogen, und auch in der Scharte dazwischen lag eine Eisfüllung, welche jedoch keinen Gletscher entsandte, sondern in einem steilen Abbruch endigte. Kleine Ansammlungen dieser Art kommen auch sonst vor; von C. Ryder[5] werden auch einige weitere Gletscherzungen erwähnt. Im allgemeinen ist jedoch in Uperniviks-Land die Entwickelung des Hochlandeises und seiner Gletscher ohne Bedeutung.

Dagegen hat das Inlandeis dort eine überaus reiche Entfaltung. Es kommt freilich nicht zur Entwickelung so langer Eisströme, wie in den Fjorden von Jakobshavn, Kangerdluk und Umiamako, weil längere Felswände fehlen, die das Vordringen des Eises ablenken und eindämmen; bei den geringen Höhen fehlt es auch an stufenweise oder in einem Absturz zum Meer abfallenden Strömen, wie ich sie aus dem Bereich der Karajak-Fjorde und des Sermilik geschildert habe. Dagegen

[1] Meddelelser om Grønland IV. S. 227 ff.
[2] Ebendaselbst IV. S. 237 ff.
[3] Arctic Explorations: The second Grinnell-Expedition in search of Sir John Franklin 1853 bis 1855. Vol. II. Philadelphia 1857, S. 277 f.
[4] The Geographical Journal. Bd. V, 1895, S. 352.
[5] Meddelelser om Grønland VIII, S. 231, auch Tav. XXI.

wölbt sich das Inlandeis in Uperniviks-Land auf weiten Strecken zum Meer hinab, ohne aus der allgemeinen Abdachung Ausläufer vorzuschieben; das ganze Gebiet ist so tief im Meer versenkt, dass Gliederungen des Landes, welche sonst vor dem Ende des Eises in diesem mannigfaltige Differenzierungen schaffen, nur einen geringen Einfluss besitzen. Der Eisrand spannt sich zwischen Inseln, die seinem Vordringen entgegenstehen, oder endet, wie bei Kekertarsuak, noch bevor er die Insel erreicht; seltener wird er für kurze Strecken abgelenkt, wie zu beiden Seiten von Akugdlikasik. Nirgends ist ein Vorstoss längerer Ströme, und die Bildung der Eisberge erfolgt aus Teilen des Eisrandes selbst.

Bei diesen Verhältnissen giebt es in Uperniviks-Land naturgemäss viele Stellen des Inlandeisrandes, von welchen Eisberge gebildet werden; die südlichste und breiteste ist jene, welche von Rink Uperniviks-Eisstrom benannt und unter die fünf produktivsten der Westküste Grönlands gezählt worden ist. C. Ryder[1] meint, in diesem Eisstrom drei Teile unterscheiden zu müssen, und bezeichnet als den nördlichen Teil die beiden Eisarme an den Seiten von Akugdlikasik, als den mittleren den Eisrand zwischen Kangigdlek und Kekertarsuak, und als den südlichen den Rand, welcher die Insel Umanak umgiebt. Der mittlere ist nach seiner Schilderung derjenige, welcher die meisten Eisberge bildet.

Diese Teilung bringt zum Ausdruck, dass der Begriff des Eisstroms hier weniger klar ist, als in der Nordostbucht; denn in dieser war nur der Anfang der Eisströme im Inlandeise unbestimmt, hier ist es auch ihr Lauf und ihr Ende. Ryder rechnet zum Eisstrom alle die Teile des Inlandeises, welche in dem Fjord und seinen Verzweigungen enden, gleichgültig ob dieselben an Aussehen und an Bewegung so verschiedenartig sind, wie es bei den drei Teilen von Uperniviks-Eisstrom der Fall ist. Seine Auffassung ist berechtigt, weil eine bestimmte Umgrenzung der Ausläufer des Inlandeises in Uperniviks-Land nicht existiert; denn wollte man nur den mittelsten, also den am stärksten bewegten Teil als Uperniviks-Eisstrom bezeichnen, wie es der ursprünglichen Auffassung von Rink am meisten entspricht, so entstehen Zweifel, bis zu welcher von den Inseln, die dessen Rand unterbrechen, man rechnen soll. Der Eisstrom ist eben in seiner ganzen Ausdehnung bis zum vorderen Steilrand im Meer nur ein Teil des Inlandeises, während in der Nordostbucht wenigstens die untersten Teile der Eisströme länger oder kürzer vorgeschobene Ausläufer sind.

Wir haben den Eisstrom nicht aus unmittelbarer Nähe untersuchen können, jedoch hatten wir von zwei Stellen einen guten Ausblick auf den nördlichen und den mittleren Teil. Der erstere besteht aus den beiden kurzen Armen, welche westlich von Kangigdlek die Insel Akugdlikasik umströmen und sich zwischen Felsen von mittlerer Höhe mit mässiger Neigung zum Meer herabsenken. Vor ihrem Rande habe ich nur einen Eisberg gesehen.

Der vordere Steilrand des mittleren Teils wird gleich südlich Kangigdlek von drei kleinen Nunataks unterbrochen, und dann südlich in einigem Abstande davon

[1] Meddelelser om Grønland VIII, S. 216 ff.

noch von zwei länglich gestalteten Felsen, die sich aus dem Fjord bis in den Eisrand hineinziehen; der südliche davon liegt ungefähr in der Mitte dieses Teils des Eisstroms. Das Eis steigt an der Ostseite von Kangigdlek etwas steiler in spaltenreichem Hange zum Meer hinab, und auch in der Umgebung der drei Nunataks unten schienen die Spalten wirrer und zahlreicher zu sein; es waren aber nur unbeträchtliche Störungen in dem sonstigen Verlauf. Die allgemeine Wölbung in der grossen Breite des Eisstroms war auf der Höhe einförmig und spaltenfrei, dann folgte ein etwas dunklerer Streifen, den ich für eine Zone starker Zerklüftung hielt, und dann erst unten verschiedenartig aussehende Eisbezirke, in denen der Einfluss der erwähnten Nunataks und vielleicht noch anderer vom Eise bedeckter Felsen zur Geltung kommt. Der Eishang endet schliesslich in einem Steilrande im Meer.

Der unbestimmte Charakter, den die Austritte des Inlandeises in Uperniviks-Land besitzen, dürfte es bedingen, dass die Produktion an Eisbergen grösseren Schwankungen unterliegt, als bei den Eisströmen der Nordostbucht. Rink rechnet Uperniviks-Eisstrom zu den fünf produktivsten der Westküste, und auch Ryder berichtet aus den Jahren 1886 und 1887, dass die Thätigkeit desselben eine beträchtliche war. Wir haben im Mai 1893 in der Umgebung des Eisfjordes auffallend wenige Eisberge getroffen. Das kann daran liegen, dass die Sunde rings herum, durch die wir kamen, zu flach sind, um grössere Berge aufnehmen zu können; doch auch in dem Hauptfjord selbst war die Menge des Packeises geringer, als ich es in anderen Eisfjorden gesehen hatte.

Unsere Wahrnehmung wurde durch den jetzt verstorbenen Verwalter der Handelsstelle Augpalartok, Herren Thomasson, bestätigt, der uns mitteilte, dass der Eisstrom im letzten Jahr überhaupt keinen Ausbruch gehabt hätte. Dadurch ist erklärt, dass nur wenige Eisberge in den äusseren Teilen des Fjordes und den Sunden seiner Umgebung zu finden waren; würden dieselben aber noch innen in der Nähe des Randes festgelegen haben, so hätten wir sie sehen müssen, denn bei anderen produktiven Eisfjorden reichen die Packeisstauungen bis zu grösserer Entfernung vom Eisrande, als unser Abstand von dem Rande von Uperniviks-Eisstrom betrug. Wir haben kräftige Stauungen dort aber weder erreicht, noch gesehen, haben also gefunden, dass sie auch innen nicht vorhanden waren.

Ich halte es für möglich, dass derartige Schwankungen in der Menge der produzierten Eisberge durch die Eigenart der Eisströme in Uperniviks-Land bedingt werden. Wenn die Kraft des Inlandeises sich aus weitem Umkreise gegen einen Ausläufer hin konzentriert, wie es bei den Eisströmen der Nordostbucht der Fall ist, können sich Schwankungen in der Masse des Inlandeises kompensieren und werden nicht sogleich auch an dem Rande des Eisstroms in der Menge der losbrechenden Eisberge in die Erscheinung treten. Wenn dagegen die Eisberge aus dem Inlandeisrande selbst ausbrechen und nicht aus Ausläufern, welche dieser hier und dort vorschiebt, dann werden Schwankungen in der Lage des Randes auch sogleich solche in der Menge der Eisberge nach sich ziehen. Die ersteren brauchen

dazu nur einen geringen Betrag zu haben, weil der Teil der Eisströme, welcher Eisberge löst, nur eine geringe Breite besitzt.

Schwankungen des Inlandeises scheinen aber in Uperniviks-Land in der That vorzuliegen. So erwähnt Ryder[1] Erzählungen der Grönländer von einem eisfreien Lande östlich von Kekertarsuak und von einem Vorstoss des Inlandeises über früher eisfreie Inseln unmittelbar südlich davon bei Umanak. Der kürzlich verstorbene Unterassistent P. Jensen, der lange in dem Handelsplatz Tasiusak nördlich von Upernivik gelebt hat, berichtete mir, dass östlich von Tasiusak im Jahr 1854 acht Nunataks gewesen wären, während 1874 an der gleichen Stelle nur noch einer zu sehen war. Ähnliche Mitteilungen von derselben Gegend erhielt ich von dem jetzigen Verwalter der Handelsstelle Igdlorsuit, Herrn Bresta. Ryder[2] endlich berichtet über die Verschiedenheiten der Packeisstauungen in Giesecke's Eisfjord, wo er anfangs März 1887, also zu einer Zeit, wo die Stauungen ihren Höhepunkt erreichen, bis innen hineingelangte, während sonst das Innere des Fjordes so vollkommen abgesperrt wird, dass dort ein abgeschlossener See entsteht. Es liegen also einige Nachrichten vor, und besonders die letzte berichtet von einem der nördlichen Eisfjorde des Distrikts über ähnliche Schwankungen, wie sie unsere Wahrnehmung und die Mitteilung Thomasson's von Uperniviks-Eisstrom vermuten lassen. Die Eigentümlichkeiten der Eisströme können diese erklären und die Beobachtung kleiner Verschiedenheiten erleichtern, während solche in anderen Gebieten unbemerkt bleiben; indessen bedarf es natürlich zum Beweise von Oscillationen des Inlandeises in jener Gegend noch weiterer Thatsachen.

Melville-Bai und Hayes-Halbinsel.

In den nördlichen Teilen von Uperniviks-Land tritt der Einfluss der Inseln immer weiter hinter jenem des Eises zurück, und in den anschliessenden Küsten der Melville-Bai werden grosse Strecken vom Eisrande selbst gebildet; derselbe ist nach E. Astrup[3] zwischen Devils Thumb und Red Head fast ununterbrochen. Diese Gegend ist unbewohnt und wird auch von den Grönländern des Nordens trotz ihrer Wanderlust nicht bereist, obgleich ihnen doch im Süden die Handelsplätze von Upernivik winken. Astrup meint das darauf schieben zu müssen, dass die Bewohner der Gegenden von Kap York keine Kenntnis von den südlichen Handelsstellen haben; das ist aber bei dem Verkehr, der gelegentlich stattgefunden hat, schwer anzunehmen. Der richtige Grund bleibt jedenfalls der, dass das Eis in jenen Küstenstrichen so überwiegt und so wenige Landstützen dazwischen vorliegen, dass den Grönländern, welche das Inlandeis und besonders seine Austritte ins Meer fürchten, jene Reise von mindestens 300 Kilometern Länge zu gefährlich erscheint.

[1] Meddelelser om Grønland VIII, S. 225.
[2] Ebendaselbst S. 243 f.
[3] The Geographical Journal, Bd. V, 1895, S. 353.

Über die Höhenverhältnisse des Inlandeisrandes an den Küsten der Melville-Bai, bevor diese nach Westen umbiegen, haben wir keine Kenntnis. Indessen scheint aus der Angabe T. C. Chamberlin's[1] von dem spaltenreichen Hange, in welchem das Eis zum Meer herabsteigt, sowie aus den äussersten von C. Ryder[2] nördlich von Devils Thumb gesichteten Höhen hervorzugehen, dass sich dort ein Umschwung vorbereitet, indem die tiefe Lage, welche das Inlandeis zwischen den Inseln von Uperniviks-Land und besonders bei Uperniviks-Eisstrom selbst gehabt hat, sich gegen Norden wieder zu heben beginnt. Thatsache ist, dass die Nordküste der Melville-Bai unweit des Meeres schon wieder Höhen von 1000 m und darüber besitzt, und dass das Inlandeis in Hayes-Halbinsel auf ein hohes Gebirgsland trifft.

Mit der grösseren Ausdehnung und Erhebung des Landes gegen Norden hin geht eine Verstärkung der Auflösung des Eisrandes Hand in Hand, welche in der Melville-Bai fast verschwunden war. Schon an der Nordküste der Melville-Bai wird von E. Astrup[3] eine Reihe grosser Eisströme unterschieden, wenn er auch betont, dass die Trennung derselben unbedeutend ist, indem nur einzelne Nunataks den zusammenhängend vordringenden Eishang durchbrechen; an der Westseite von Hayes-Halbinsel ist die Auflösung fortgeschritten, und wir sehen dort wieder eine Reihe von Eisströmen als Ausläufer des Inlandeises ein Gebirgsland durchdringen.

Hayes-Halbinsel ist ein Plateau von etwa 700 m Höhe im Durchschnitt; sie hat trotz dieser geringeren Erhebung eine ähnlich starke Entwickelung des Hochlandeises, wie das Fjordgebiet von Kangerdluk und Umiamako. Die nördlichere Lage dürfte dies zur Genüge erklären. Das Inlandeis senkt sich aber aus noch bedeutenderen Höhen in kurzem Abstande gegen dieses Vorland und fällt durch die Lücken desselben in spaltenreichen Strömen zu den Fjorden hinab. Die Hochlandeisdecken liegen also unter und nicht über dem Niveau des Inlandeises, wie am Kangerdluk; deshalb können sie als Teile des Inlandeises erscheinen.

T. C. Chamberlin[4] bemerkt auch, dass sich die Hochlandeisdecken (*local ice-caps*) und das Inlandeis auf Hayes-Halbinsel nicht mehr wesentlich unterscheiden; es besteht weder die räumliche Trennung durch eine eisfreie, neutrale Zone, wie im Karajak-Gebiet, noch der Höhenunterschied, wie am Kangerdluk. Indessen dürfte das Eis des Vorlandes doch ein selbständiges Gebilde sein, weil es, wie seine Ausläufer, durch die Formen des Landes begrenzt und geleitet wird, während die Ausläufer des Inlandeises im Hintergrunde des Golfs die Grenzen des Landes überschreiten und mächtige Eisberge bilden. Da die Höhen der Halbinsel bei ihrer geographischen Breite eigene Eisdecken bilden können, liegt kein Grund vor, die letzteren als solche Ausläufer des Inlandeises zu betrachten, die sich den Formen des

[1] The Journal of Geology III, 1, 1895.
[2] Meddelelser om Grønland VIII, Tav. XXI.
[3] The Geographical Journal, Vol. V, 1895, S. 353.
[4] Bull. of the Geol. Soc. of America, Vol. VI, S. 201.

Landes angepasst haben und dadurch den Hochlandeisbildungen gleichen. Die Eisdecken des Vorlandes sind wohl sicher an Ort und Stelle entstanden, also unabhängig von dem Inlandeise, welches auch hier ein seinem Ursprung fremdes Gebirge durchdringt, wie die Überschreitung der Landgrenzen bei den Eisströmen lehrt.

Das nördlichste Grönland.

Von dem nördlichsten Grönland wissen wir heute mit Bestimmtheit, dass das Inlandeis dort eine wesentliche Einschränkung erfährt; gleichzeitig verschwinden die Unterschiede gegen die Eisbildungen des Hochlandes, welche T. C. Chamberlin schon auf Hayes-Halbinsel abgeschwächt fand. Die Westküste nimmt von Kane's-Bucht an eine nordöstliche Wendung gegen die Ostküste hin und bereitet damit eine Verschmälerung vor, wie sie das südlichste Grönland gegen Kap Farvel hin ähnlich besitzt. Von der Ostküste hält es Koldewey für möglich, Peary und Astrup für sicher, dass sie nördlich von Kap Bismarck (77° n. Br.) gegen Westen abbiegt und damit eine Zuspitzung des Landes gegen Norden hin auch von Osten her anbahnt.

In diesem letzten Punkt sehen wir heute noch nicht klar. Da aber die Westküste nach der Wendung bei Kane's-Bucht an den Fjorden, die sich zahlreich und tief von ihr abzweigen und in das Innere hineinziehen, hohe Landränder ohne Eishülle innerhalb weiter Eisdecken zeigt, und da die Ostküste diesen Charakter schon vom Scoresby-Sund an besitzt und über den Franz Josephs-Fjord gegen Norden hin weiter entwickelt, so können wir mit Bestimmtheit annehmen, dass die zusammenhängende Eishülle des Innern gegen Norden verkleinert wird. Die Landränder, welche die weit verzweigten und von den Küsten her, wie festgestellt ist, tief hineingreifenden Fjorde begleiten, müssen sich endlich von Westen und von Osten begegnen, schon weil die Westküste sich im Norden der Ostküste nähert. Das zusammenhängende Inlandeis findet eine nördliche Grenze, indem es durch Landränder geteilt und in einzelne Eishüllen aufgelöst wird.

Peary ist der Ansicht, nördlich von 82° n. Br. diese Grenze gefunden und am Fusse eines Landrandes in der Tiefe auch die Wasserstrasse gesehen zu haben, welche das Ostmeer mit dem Westmeer verbindet und somit nicht nur das Inlandeis, sondern auch Grönland selbst im Norden begrenzt. Bei der ausserordentlich tiefen und weiten Verzweigung der Fjorde der Ostküste, die wir zuerst durch die zweite deutsche Nordpolarfahrt unter K. Koldewey und neuerdings durch die dänische Expedition unter C. Ryder kennen gelernt haben, erscheint Peary's Annahme möglich; indessen muss ich darauf aufmerksam machen, dass ein voller Beweis von ihm nicht erbracht ist. Er sah die Ränder eines Fjordes von der Westküste her eintreten und sah in der Tiefe eine Meeresbucht (Independence-Bai) sich gegen Osten erweitern, von der er, wie Astrup, annahm, dass sie durch den Fjord der Westküste, dessen hohe Ränder sie bis zu ihrem Standpunkt beim

Beginn der Bucht im Osten zusammenhängend verfolgten, mit dem Westmeer in Verbindung steht. Hierin dürfte kaum ein Zweifel bestehen; dass aber die Bucht in der Tiefe zum Ostmeer gehört, erscheint nicht mit der gleichen Bestimmtheit bewiesen. Denn die Landränder im Norden der Bucht, welche Peary gegen Nordosten weiter verfolgte, waren die direkte Fortsetzung jener, welche sich von Westen hineinzogen; sie gehörten also der Westküste an. Das Gleiche gilt von dem hohen Massiv östlich und nordöstlich von seinem Standpunkt auf Navy Cliff, von dem es nur durch den Academy-Gletscher getrennt war. Dieses versperrte aber den Blick sowohl gegen Nordosten, wie gegen Osten, und das Herantreten der Ostküste selbst ist nicht gesehen worden; der Blick über die Independence-Bai war durch den nördlichen Felsrand, wie durch das Massiv an der Ostseite des Academy-Gletschers notwendiger Weise beschränkt.

Es ist möglich, wie Peary annimmt, dass die Independence-Bai bei der Tiefe und Ausdehnung der Fjorde des Ostmeeres, die uns Koldewey kennen gelehrt hat, mit diesem in Verbindung steht; doch kann man den Zusammenhang nach den bisherigen Schilderungen nicht erkennen. Es besteht aber auch die Möglichkeit, dass die Felsen an der Ostseite des Academy-Gletschers sich im Osten mit dem Nordrande der Independence-Bai vereinen, und dass dort auch das Inlandeis noch gegen Norden hin eine Fortsetzung findet; dann würde die Independence-Bai nur zu den Verzweigungen der Westküste gehören. Das Ergebnis von Peary's Expeditionen möchte ich darin erblicken, dass für den nördlichsten Teil der Westküste der Beweis ähnlich tiefer Verzweigungen, wie sie von der Ostküste schon bekannt sind, erbracht ist, so dass dadurch die Annahme Koldewey's[1] von einer Auflösung des nördlichsten Grönland in ein eisbedecktes Inselsystem, wie er es an der Ostküste beobachtet hatte, an Wahrscheinlichkeit gewinnt.[2]

Das Inlandeis in dem nördlichsten Grönland hat nach Peary beträchtliche Höhen und wird gegen den Rand hin durch Schwellen gegliedert, welche eine Reihe von Senken begrenzen, die zu den Verzweigungen der Westküste abströmen. Das äussere Ende einer dieser Eismulden ist jener breite und produktive Austritt des Inlandeises in Kane's Bucht, welcher als „Humboldt-Gletscher" bekannt ist; er senkt sich, wie auch die Ausläufer in den Sherard Osborn-Fjord und in die Independence-Bai in steilem Fall aus beträchtlicher Höhe zum Meer herab. Der Anfang der Gliederung liegt in den einförmigen Hochflächen des Innern, welche nach Peary eine Erhebung von 2000 bis 3000 m besitzen.

Da die Gliederung eine wachsende Abhängigkeit von den Formen des Landes zeigt und die Ausläufer des Inlandeises wie steile Gletscherzungen zur Tiefe herabsteigen, hat es den Anschein, dass die Unterschiede gegen ein Hochlandeis

[1] Die zweite deutsche Nordpolarfahrt, Band I, Leipzig 1874, S. 485—93.

[2] Die Beurteilung von Peary's Expeditionen ist auf Grund der bisher vorliegenden Veröffentlichungen gegeben, das sind: R. E. Peary in Bull. of the Americ. Geogr. Soc. 1892, The Geographical Journal, London, Vol. II, 1893, und in J. D. Peary: My arctic Journal, London 1893. Sowie E. Astrup in: The Geographical Journal, London, Vol. V, 1895, und: Blandt Nordpolens Naboer, Christiania 1896.

im nördlichsten Grönland verschwunden sind, und dass das Inlandeis dort ein hohes Gebirgsland verhüllt. Es würde dann nicht mehr, wie in den südlichen Teilen der Westküste aufwärts bis zur Melville-Bai, ein seinem Ursprung fremdes und teilweise hohes Küstengebiet durchdringen, sondern, wie ein Hochlandeis, im grossen und ganzen dort liegen, wo es entsteht, indem nur seine Ausläufer noch die Grenzen, die ihm durch die Höhenverhältnisse des Landes gestellt sind, gegen das Meer hin kurz überschreiten.

Ost-Grönland.

Für die Ostküste ist dieser letzterwähnte Charakter auf weite Strecken erwiesen. So schildert Koldewey[1] den Westrand der Dove-Bai als ein durch zahlreiche Fjorde zerteiltes Hochgebirgsland von 2000 m Höhe, in dem sich steile Gletscherkaskaden von vereisten Hochflächen zum Meer herabsenken. Auch der Westrand der Roon-Bai[2] südlich davon wird ähnlich beschrieben, und die prächtige Darstellung Payer's[3] vom Hintergrunde des Franz Josephs-Fjordes, der 2100 m hohen Payer-Spitze und der auf 3300 m geschätzten Petermann-Spitze zeigt den gleichen Charakter. Wir haben also von 72° bis 77° n. Br. eine gewaltige Gebirgslandschaft, die ihre eigenen Eisfelder auf Hochflächen oder in Nischen und Firnmulden bildet und in steilen mächtigen Gletschern zum Meer abströmen lässt, und nicht ein Vordringen des Inlandeises von ferne her gegen ein seinem Ursprung fremdes Gebiet.

Vom Scoresby-Sund äussert N. Hartz[4], dass Ryder's Expedition den Nachweis eines Inlandeises, ganz wie in dem entsprechenden Teil der Westküste Grönlands, erbracht habe; doch kann sich diese Angabe nur auf das Vorhandensein und nicht auf den Charakter der dortigen Eisbildungen beziehen, denn Edv. Bay's[5] Darstellung und Kartierung lassen den gleichen Charakter, wie im Franz Josephs-Fjord erkennen. Er erwähnt einen grossen Reichtum an Nunataks im Osten des Sundes, welche das Eis durchbrechen und teilen, und die Verbindung des Inlandeises mit den Gletscher- und Firnbildungen von dessen gebirgiger Südseite. Die ganze Gegend liegt nicht so hoch, wie die Ränder des Franz Josephs-Fjordes, doch sie ist an lokalen Eisdecken ebenso reich, und auch das Inlandeis scheint in einem Gebirge zu liegen, welches das Ursprungsland einer eigenen Vereisung ist und nicht von ferne her überschwemmt wird.

Zwischen dem 70° und dem 66° n. Br. ist die Ostküste noch so gut wie garnicht bekannt. Unter 68° 22′ n. Br. hat sich ihr im Jahr 1893 R. Knudsen[6] mit

[1] Die zweite deutsche Nordpolarfahrt, Band I, Leipzig 1874, S. 490.
[2] Ebendaselbst S. 488.
[3] Ebendaselbst S. 661—679.
[4] Petermann's Mitteilungen 1892, S. 263.
[5] Meddelelser om Grønland XIX, S. 168.
[6] Geogr. Tidskrift XII, Kjøbenhavn 1893, V und VI.

einem Fangschiff bis auf kurzen Abstand genähert und schildert sie als steil und von vielen Fjorden zerrissen; das Inlandeis war dort nicht zu sehen. Von den Strecken südlich des 68° bis zu der Handelsstelle Angmagssalik (65° 36') giebt G. Holm[1] eine Darstellung, welche das Inlandeis in unmittelbarer Nähe der Aussenküste und in einer hohen zackigen Gebirgslandschaft zeigt.

Zwischen der Umgegend von Angmagssalik und der Südspitze Grönlands liegen die Küstenstrecken, welche durch die dänische Expedition der Jahre 1883 bis 1885 unter G. Holm[2] erforscht und in Schilderungen von G. Holm, T. V. Garde, H. Knutsen und P. Eberlin eingehend dargestellt sind. Alle vier Verfasser heben mehrfach hervor, dass diese Küstenstrecke viele Bergformen hat, die mit den Kräften des Eises nichts zu thun gehabt haben. Doch die Austritte des Inlandeises sind dort reichlicher, als überall sonst, und neben einer schier unzählbaren Menge kleiner Ströme, welche die hohen Scharten und Lücken der Felsen überquellen und das Meer erreichen, aber keine erheblichen Eisberge bilden, giebt es auch eine Reihe von mächtigen Eisströmen, welche tief zwischen den Felsen eingebettet sind und im Meer eine bedeutende Produktivität entfalten; alle gehen vom Inlandeis aus. So ist hier eine ähnliche Landschaft, wie nördlich des Scoresby-Sundes, nur dass das vom Inlandeise durchdrungene Hochgebirge im Süden mit Höhen von 1000 bis 2000 m die Aussenküste begleitet, während es im Norden nur die inneren Verzweigungen der Fjorde umgiebt. In beiden Fällen aber liegt das Inlandeis in einem Hochgebirge, dessen Charakter den von selbständigen Eisdecken verhüllten Inseln, die nördlich des Scoresby-Sundes aussen vorgelagert sind, vollkommen gleicht; im Süden ist der Zusammenhang zwischen den Eishüllen der einzelnen Teile dieser Landschaft nicht gelöst, während im Norden das Hochlandeis der äusseren Inseln vom Inlandeise durch tiefe Sunde getrennt wird.

Es kann die Frage entstehen, ob der Grund der geringeren Auflösung der südlichen Küsten an der Ostseite in einem Mangel der Gliederung des Landes selbst liegt, oder nur darin, dass das Eis hier mehr hervortritt. Der erstere Fall ist wenig wahrscheinlich, weil auch das südlichste Grönland, wo es eisfrei ist, wieder eine überaus reiche Gliederung hat, und wir deshalb nicht annehmen können, dass sie nur dort fehlt, wo das Eis die Formen des Landes unseren Blicken entzieht. Dagegen findet der zweite Fall, eine Abnahme des Eises gegen Norden hin, darin eine Bestätigung, dass auch an der Westküste das Land im Norden an Ausdehnung gewinnt. Der Rückzug ist an beiden Küsten nicht so stark, dass das Inlandeis die Berührung mit dem Meer verliert; aber er geht doch so weit, dass es von der Aussenküste zurücktritt.

Eine Folge dieser Thatsache ist an der Ostküste in der Verteilung der Eisberge deutlich zu merken, welche im Verlaufe der ganzen Strecke reichlich gebildet werden, aber nur im südlichen Teil das offene Meer erreichen, weil sie nur hier

[1] Den ostgrønlandske Expedition, I, Kjøbenhavn 1889, Tav. XVII.
[2] Meddelelser om Grønland IX und X.

unmittelbar an seinem Ufer entstehen. Im Norden werden sie in den inneren Teilen der Fjorde gebildet und bleiben diesen erhalten, weil eine Bodenschwelle, welche die Aussenküste begleitet und neuerdings von Edv. Bay[1] als alte Moräne gedeutet wird, ihren Austritt in das Ostmeer verhindert.[2] Auf diese Weise kommt die Abnahme des Eises im Norden in der Verteilung der Eisberge im offenen Meer zum Ausdruck.

Süd-Grönland.

Der Charakter einer Hochgebirgslandschaft, welcher der Ostküste eigentümlich ist, besteht auch im südlichsten Grönland, wo tiefe Fjorde das Land zerschneiden und die Eisdecken, welche steil aufragende Felsklötze krönen, zum Teil vom Inlandeise abgetrennt werden, wie in der Gegend nördlich vom Scoresby-Sund. Die Formen der Felsen verraten vielfach eine Unbedingtheit von den Kräften des Eises, so dass dasselbe dieses Gebiet, wie G. Holm[3] hervorhebt, wohl durchdrungen, aber auch in der Vorzeit nicht vollkommen bedeckt haben kann.

Von besonderem Interesse ist die Schilderung, welche T. V. Garde[4] von dem Zusammentreffen des Inlandeises mit diesem Hochgebirge nördlich von Julianehaab entwirft. Wir erfahren daraus, dass die Gebirgsketten sich noch weite Strecken im Eise gegen Norden hin fortsetzen und in einer Anzahl von Bergspitzen als Nunataks sichtbar werden. Das Inlandeis liegt mit geringer Mächtigkeit, wie eine Hochlandeisdecke, in einem fast 2000 m hohen Gebirgsland und senkt sich, wie auch das Land, mit erheblichem Abfall gegen die Westküste hin, während es gegen Osten dort noch eine geringe Steigung besitzt; es erscheint in seinen Höhenverhältnissen durch die Form des Untergrundes bedingt.

T. V. Garde[5] macht auf die Ruhe aufmerksam, welche diesen Gebieten eigentümlich ist und die sich vorzugsweise in der Umgebung der Nunataks kundgiebt. Die Eisflächen sind in der Nähe der Felsen nicht eingesenkt, sondern legen sich diesen gleichmässig an; es ist auch keine Stauung an der einen, keine Eintiefung an der anderen Seite, und Spalten sind nur dort, wo das Eis zu den Fjorden hin abfällt. Auch hierin ist der Charakter vom südlichsten Grönland an im Verlaufe der Ostküste gleich; denn eine ähnliche Schilderung von der Umgebung der Nunataks wird von F. Nansen[6] aus der Gegend des Umivik-Fjordes, sowie von J. v. Payer[7] vom Franz Josephs-Fjord entworfen, während die Nunataks der Westküste durchweg starke Eintiefungen in dem Eise ihrer Umgebung zeigen, wie es J. A. D. Jensen[8]

[1] Meddelelser om Grønland XIX, S. 184 ff.
[2] Die zweite deutsche Nordpolarfahrt I, S. 679.
[3] Meddelelser om Grønland VI, S. 174 f.
[4] Ebendaselbst XVI, S. 28 ff., auch Tav. III.
[5] Ebendaselbst XVI, S. 31.
[6] Petermann's Mitteilungen, Ergänzungsheft No. 105, 1892, S. 67.
[7] Die zweite deutsche Nordpolarfahrt I, Leipzig 1874, S. 661—679.
[8] Meddelelser om Grønland I, S. 61, auch Tav. IV.

und A. Kornerup[1] von Jensen's Nunataks, C. Ryder[2] aus Uperniviks-Land geschildert haben, und wie ich es aus dem Karajak-Gebiet erwähnte.

Über die Westküste Süd-Grönlands habe ich nur wenig hinzuzufügen, um damit die Betrachtung der äusseren Verhältnisse des Inlandeises zu beschliessen. Der Küstensaum ist im Süden schmal und sehr zerstückt, gewinnt aber gegen Norden an Breite, so dass dieselbe in Holstensborgs-Distrikt etwa 180 km beträgt, um sich in Egedesmindes-Land bei steigender Auflösung wieder zu verschmälern und in dem grossen Einbruch der Disko-Bucht ganz zurückzutreten. Die Höhen sind geringer als im Gebiet der beiden grossen Buchten Nord-Grönlands und erreichen besonders am Inlandeisrande nur selten Beträge von 1000 m. Infolgedessen ist auch die Entwickelung des Hochlandeises und seiner Gletscher beschränkt, obgleich es zwischen den schmalen und vielverzweigten Fjorden nicht, wie in Uperniviks-Land, an grösseren Landmassen fehlt, die sie bilden könnten. Die Felsen beweisen, wie überall sonst, durch ihre runden Formen die früher grössere Verbreitung des Eises bis hinaus zu den äussersten Schären im Meer, indessen fehlt es in dem ganzen Gebiet auch nicht an solchen Felsformen, welche nicht unter früherer Eisthätigkeit gestanden haben.

Das Inlandeis dringt gegen diesen Teil des Küstensaums mit mässiger Neigung heran, welche erst zuletzt einer etwas steileren Wölbung weicht, und endigt an verschiedenen Stellen im Hintergrunde der Fjorde im Meer, ohne jedoch auch nur einen Ausläufer von der Bedeutung der produktiven Eisströme Nord-Grönlands zu bilden; es giebt aber einige Fjorde, in denen kleinere Eisberge entstehen. Der berühmte Eisstrom von Frederikshaab erreicht das Meer nicht, sondern endigt in einer gewölbten Zunge auf dem Lande, so dass er mehr den Gletschern des Hochlandeises, als den Inlandeisströmen gleicht, was sich auch in manchen seiner Eigentümlichkeiten, z. B. den Blaubändern, kundgiebt (vergleiche Seite 78f.). Er liegt in einem Thal, welches die Küstenfelsen zerteilt, doch dringt das Inlandeis hier nicht, wie in Nord-Grönland, so kraftvoll vor, dass es die Lücke vollkommen ausfüllt.

Darin aber hat der Küstensaum im südlichen und im nördlichen Teil West-Grönlands den gleichen Charakter, dass er dem Ursprung des Inlandeises fremd ist; weil die Höhen im Süden fast allgemein zu gering sind, um selbständig Hochlandeis zu erzeugen, erscheint das Inlandeis noch unvermittelter, als es im Norden der Fall ist. Ein äusseres Zeichen dafür ist, wie schon erwähnt, die Form, in der es im Verlaufe der Westküste die Nunataks umgiebt.

Wir müssen somit einen starken Kontrast zwischen Ost- und Westküste betonen. Die erstere wird von einem hohen Gebirgsland begleitet, welches auch noch das südlichste Grönland erfüllt. Dasselbe hat eigene Eisbildungen in grosser Fülle; dieselben sind aber nicht vom Inlandeise zu unterscheiden, weil sie teilweise

---

[1] Meddelelser om Grønland I, S. 128 und 133, auch Tav. V, C'' und D''.
[2] Ebendaselbst VIII, S. 213 und 223, auch Tav. XIII.

unmittelbar darin aufgehen und teilweise ganz in der gleichen Art die Felsen verhüllen. Das Gebirge hat im Süden eine ansehnliche Ausdehnung und Höhe; in der mittleren Zone bis zum Scoresby-Sund ist es fast ganz im Eise verschwunden, aber nördlich davon tritt es wieder breit und mächtig hervor.

Auch die Westküste ist ein hohes Gebirgsland, welches selbständige Eisdecken, und streckenweise auch in grosser Fülle, besitzt. Dieselben verbinden sich im Norden auch mit dem Inlandeise und seinen Strömen, wie auf Hayes-Halbinsel, im Kangerdluk-Gebiet und auf der Uvkusigsat-Halbinsel im Umanak-Fjord, aber trotzdem bleiben gewisse Unterschiede bestehen; denn die Gletscher des Hochlandeises erscheinen nach Lage und Gestalt durch die Formen des Landes bestimmt und begrenzt, während das Inlandeis sichtlich in ein fremdes Gebirge hineintritt. Grosse Eisströme, welche dort, wo sie liegen, auch entstehen, wie an der Ostküste, hat die Westküste mit alleiniger Ausnahme der nördlichsten Gegenden nicht. Das Inlandeis senkt sich im Westen nicht innerhalb des Küstensaums oder von ihm fort, sondern von ferne her gegen seine Höhen heran, und benutzt erst für seine Ausläufer die Gebirgsformen, welche es trifft.

Dieser fundamentale Unterschied deutet darauf hin, dass der östliche Küstensaum das Ursprungsgebiet des Inlandeises ist, von dem es in kurzen Strömen zum Ostmeer herabsteigt, während es sich nach Westen in einem breiteren Eishange senkt.

Die Vereisung ist freilich so bedeutend, dass das Gebirge in der Mittelzone des Landes ganz darunter verschwindet und man nicht sehen kann, wie gross seine Breite ist. Aus T. V. Garde's Beobachtungen und aus dem Profil, welches F. Nansen gegeben hat, kann man schliessen, dass sie einen erheblichen Betrag hat; denn es zeigen sich im Innern ausgedehnte Verflachungen, welche in geringerem Abstand von der Ostküste beginnen, doch auch die Neigung zur Westküste verkürzen. Wenn man danach auch annehmen muss, dass die Eisdecke, welche gegen Westen abströmt, nicht in unmittelbarer Nähe der Ostküste, sondern in den weiter innen gelegenen, heute vom Eise bedeckten Teilen des Hochgebirges entsteht, so bleibt sie doch noch breit und mächtig genug. Und durch die Überstauung des Ursprungsgebirges und die Überschwemmung des westlichen Küstensaums übertrifft die Vereisung Grönlands alle Gletscherbildungen mittlerer Breiten und giebt ein ähnliches Bild, wie wir es uns von unserer früheren Eiszeit vorstellen müssen.

F. Nansen[1] ist der Ansicht, dass sich die Oberflächenformen infolge der Plasticitätsverhältnisse des Eises in der Hauptsache selbständig regeln und eine Form annehmen, die sich mathematisch ausdrücken lässt, indem ihr Querschnitt einem Kreisbogen nahezu gleicht. Er schreibt der Form des Unterlandes ebenfalls einen gewissen Einfluss zu, doch in der Hauptsache hält er an einer Selbstbestimmung ihrer Gestalt durch die Eismasse fest. Aber die Beobachtungen Garde's

[1] Petermann's Mitteilungen, Ergänzungsheft Nr. 105, 1892. S. 72ff.

lassen sich nicht mit Nansen's Auffassung vereinen, wie schon Garde[1] und Jessen[2] betont haben, und auch die älteren Beobachtungen von Jensen, Nordenskiöld, Peary und Nansen selbst folgen der angenommenen, mathematischen Form doch nur, wenn man von einigen Abweichungen absieht. Soweit ich das Inlandeis teils aus eigener Anschauung, teils aus anderer Schilderung kenne, erscheinen mir seine Formen so mannigfaltig und im grossen und ganzen so sichtlich durch die Gebiete, in denen es liegt, bestimmt, dass man von einer einheitlichen Form für das Ganze nicht sprechen kann. Es lässt sich freilich nachweisen, dass das Eis seine Gestaltung in beschränkten Gebieten selbständig bildet, doch ein einheitliches Gesetz für das Ganze giebt es zweifellos nicht. So regellos und mannigfaltig, wie die Formen eines grossen Landes gemäss seiner geologischen Entstehung und der nachträglich darauf einwirkenden äusseren Kräfte geworden sind, so mannigfaltig sind auch die Formen des Inlandeises, soweit man sie heute schon kennt.

Die Grundform Grönlands aber besteht in zwei viel durchbrochenen Gebirgszügen, von denen der höhere die Ostseite und der niedrigere die Westseite einnimmt; danach richtet sich die Grundform des Eises, indem dasselbe in jenem entsteht und diesen von fern her durchdringt. Ersterer ist das Ursprungsgebiet, letzterer das Endgebiet der Vereisung, indem jener die vereinigten Firnfelder, dieser die zusammengeschmolzenen Zungen umfasst; dies geht aus dem Verhältnis zu den Landformen deutlich hervor. Auch das Aussehen des Inlandeises wird diese Auffassung bestätigen, weil es an der Ostküste nur eine unbedeutende Menge von Kryokonit besitzt, während an der Westküste ein starker Horizont ausgebildet ist. Das Vorhandensein eines solchen ist ein Zeichen für die Abnahme des Eises, für das Überwiegen des Schwundes (Seite 103), wie es auf Gletscherzungen der Fall ist; die Abwesenheit ist ein Zeichen überwiegender Ernährung, wie sie in Ursprungsgebieten besteht. Auch hierin hat also das Inlandeis im westlichen Küstensaum die Merkmale einer endenden Vereisung, während es in dem östlichen die einer entstehenden hat. Eine Betrachtung des verschiedenen Verhaltens des Eises in der Umgebung der Nunataks (Seite 166) führt zu dem gleichen Ergebnis.

[1] Meddelelser om Grønland XVI, S. 51 f., auch Tav. VI.
[2] Ebendaselbst XVI, S. 135 f.

Achtes Kapitel.

Methoden der Bewegungsmessung.

Um die Bewegungsverhältnisse des Inlandeises und seiner Ausläufer, sowie die der Küstengletscher zu ermitteln, musste eine Reihe von Punkten auf den Eisoberflächen markiert und durch trigonometrische Messungen wiederholt in ihrer Lage bestimmt werden. Ehe ich die Einrichtungen, welche bei den verschiedenen Eisbildungen zu diesen Zwecken zur Anwendung kamen, sowie ihre Ergebnisse im einzelnen darstelle, will ich in dem vorliegenden Kapitel einige allgemeine Mitteilungen über die angewandten Methoden vorausschicken.

Die Markierung der Punkte war bei der berühmten Vermessung des Rhone-Gletschers in der Weise erfolgt, dass man verschieden gefärbte Steinreihen quer über den Gletscher legte. Die gleiche Methode konnte in Grönland nur teilweise bei den Küstengletschern zur Anwendung kommen, weil nur bei diesen das notwendige Gesteinsmaterial von den Mittel- und Seitenmoränen her aus erreichbarer Nähe zu beschaffen war. Da die Oberfläche des Inlandeises und seiner Ausläufer gänzlich schuttfrei ist, wie ich erwähnt habe, hätte das Mitführen von Steinen vom Rande her bei den meist sehr unebenen Flächen erhebliche Schwierigkeiten bereitet, zumal die drei Schlitten, welche wir zum Transport unserer Ausrüstung auf dem Inlandeise benutzten, mit den zum Leben und Wohnen notwendigsten Gegenständen hinreichend belastet waren.

Bei den Inlandeisströmen hätte ausserdem der grosse Spaltenreichtum die Beobachtung von Steinreihen unmöglich gemacht, und selbst bei den Küstengletschern war aus diesem Grunde eine andere Markierung der Punkte in einzelnen Gebieten notwendig. Ich hatte deshalb beschlossen, Stangen zu setzen und nur, wo Steine leicht zu erlangen waren, dieselben zur Verbindung der Stangen zu benutzen.

Zur Verwendung sind meistens Bambusstangen von etwa 4 m Länge, seltener Gasröhren gelangt, die aus Stücken von je 1 m Länge zusammengesetzt wurden. Die ersteren erwiesen sich wegen ihrer Leichtigkeit als sehr zweckmässig, zumal

dem Umstand, dass sie sich bei ihrer hellen Farbe schwer auf den weissen Eisflächen auffinden und beobachten liessen, durch dunklen Anstrich und Anbringung eines schwarzen Wimpels leicht abgeholfen werden konnte. Bei den Gasröhren war die Zusammensetzung bei niedrigen Temperaturen sehr unangenehm; auch waren sie trotz des gewählten geringen Durchmessers von 1,5 cm, der für die Beobachtung aus der Ferne schon recht gering war, zu schwer. Sie schmolzen in die Seitenwand des Bohrloches ein und neigten sich schnell, so dass sie vor der Beobachtung aufgesucht und aufgerichtet werden mussten, während sich die Bambusstangen lange aufrecht gehalten haben. Aus diesen Gründen ist in den meisten Fällen Bambus zur Verwendung gelangt.

Die Einführung der Stangen erfolgte in Bohrlöchern von $1\frac{1}{2}$ bis 2 m Tiefe, so dass sie noch mindestens 2 m über die Eisflächen aufragten. Wir hatten weniger die Verschüttung durch Schnee, als das Ausschmelzen zu besorgen, weil die Schneedecken weder auf den Küstengletschern, noch auf dem Inlandeise bis zu beträchtlichem Abstand vom Rande anhaltend eine erhebliche Tiefe besitzen, während die Ablation in der Jahresperiode Beträge von 2 m und darüber erreicht. Je nach der Zeit, nach welcher die Beobachtung wiederholt werden sollte, war die Tiefe des Bohrloches zu bemessen. Wenn zwischen den Beobachtungen ein volles Jahr lag, waren etwa 2,25 m Tiefe notwendig; für eine kürzere Periode genügten 1,5 m, besonders wenn sie den starken Schwund des Sommers nur teilweise in sich schloss. Ich habe in dieser Hinsicht gleich nach meiner Ankunft in Grönland einige vorbereitende Versuche angestellt, welche mir auch die richtigen Anhaltspunkte gegeben haben.

Zur Herstellung der Löcher benutzte ich einen Bohrer, welchen der Büchsenmacher des Garde-Pionier-Bataillons in Berlin, Herr Hax, gearbeitet hatte; es war ein Löffelbohrer, welcher unten in eine schräge, gezahnte Platte auslief. Er hatte eine Länge von 0,75 m und eine Breite von 5 cm; ich verlängerte ihn je nach Bedarf durch Ansetzen von Röhren von je 0,75 m Länge. Wenn ich damit auch nicht tiefer als 2,25 m gebohrt habe, so zweifle ich doch nicht, dass man in gleicher Weise erheblich tiefer hätte bohren können, weil sowohl die Vertiefung, wie die Fortnahme des Bohrmehls ohne Schwierigkeit vor sich ging und der Bohrer sogar in der Tiefe leichter arbeitete, als an der Oberfläche, weil er dort bessere Führung hatte. Ein Loch von 1,5 m Tiefe wurde bei einer Eistemperatur von 0° in etwa 20 Minuten fertig gestellt; war das Eis kälter, dauerte es etwas länger. Ich hatte auch einige Bohrer von anderer Konstruktion mitgenommen, doch arbeitete keiner entfernt so gut, wie jener erste.

Auf dem Inlandeise sind die festzulegenden Punkte ausschliesslich durch Stangen markiert worden; auf den Küstengletschern kamen zwischen denselben, wo es möglich war, Steine zur Verwendung, und auf den Inlandeisströmen habe ich in den am stärksten bewegten Teilen, wo die Zerrissenheit der Eisflächen am lebhaftesten ist, neben Bambusstangen auch auffällige Eisspitzen beobachtet. Das letzte hat den Vorteil, dass man den Eisstrom nicht vorher behufs Aufstellung der

Stangen zu begehen braucht, was in den Gebieten der mehrfachen Zerklüftung mit grossen Schwierigkeiten verknüpft ist. Man beobachtet vom Lande aus die Eisspitzen, welche sich am besten abheben, und kann sie bei ihrer Grösse naturgemäss auf viel weitere Entfernungen sehen und einstellen, als es bei Bambusstangen möglich ist. Dem steht auf der anderen Seite der Nachteil gegenüber, dass die Eisspitzen sich in der raschen Bewegung schnell verändern und deshalb nur kurze Zeit der Beobachtung zugänglich sind, und dass ihre Einstellung, welche von zwei Fixpunkten des Landes erfolgen muss, auf Schwierigkeiten stösst, weil sie von beiden Punkten bisweilen anders aussehen. Dem letzten Umstande kann man jedoch durch Aufmerksamkeit und Kontrolen begegnen, während die leichte Veränderlichkeit durch die heftige Bewegung des Eises auch Bambusstangen in der gleichen Lage eigentümlich sein würde. So ist die Beobachtung von Eisspitzen selbst auch schon früher von A. Helland, R. Hammer, K. J. V. Steenstrup, C. Ryder und anderen mit Erfolg ausgeführt worden; auch ich habe mit dieser Methode gute Ergebnisse erzielt. Einige Eisspitzen sind sogar das ganze Jahr hindurch erhalten und sichtbar geblieben.

Die Festlegung der markierten Punkte ist nach verschiedenen Methoden erfolgt, doch kann man in der Hauptsache zwei unterscheiden, nämlich erstens die Bestimmung von dem festzulegenden Punkt aus durch Messung von Richtungen nach Fixpunkten auf dem Lande, deren gegenseitige Entfernung bekannt ist, und zweitens die Bestimmung von zwei festen Basispunkten auf dem Lande aus, deren Abstand bekannt ist, durch Messung von Winkeln zwischen der Basis und den Richtungen nach den zu bestimmenden Punkten. Die erste Methode ist die des Rückwärtseinschneidens, die letzte die des Vorwärtseinschneidens; ich werde die Grundlagen beider und ihre Anwendbarkeit auf dem Inlandeise hier in Kürze entwickeln.[1]

1. Methode des Rückwärtseinschneidens.

Q sei der zu bestimmende Punkt auf dem Eise, P_1, P_2, P_3 .... seien Fixpunkte auf dem Lande, deren gegenseitige Entfernung bekannt ist (Abbildung 17); ich habe dieselbe so bestimmt, wie ich unten mitteilen werde. Q ist nach dem Pothenotischen Verfahren eindeutig festgelegt, wenn ich die Winkel $P_1 QP_2$ und $P_2 QP_3$ gemessen habe. Man findet ein Schema für die Lösung dieser Aufgabe und eine Zusammenstellung der Formeln z. B. bei W. Jordan[2] oder Th. Albrecht.[3]

[1] Die eingehendste Orientierung über diese Methoden giebt W. Jordan in „Handbuch der Vermessungskunde“, IV. Auflage, Band I, Kapitel III. Ich wurde bei Ausarbeitung dieser Abschnitte auch durch den Rat und die persönliche Teilnahme meines Freundes, Herrn Dr. L. Krüger, Mitarbeiter beim Königlichen Geodätischen Institut in Potsdam, wirksam unterstützt, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank sage.

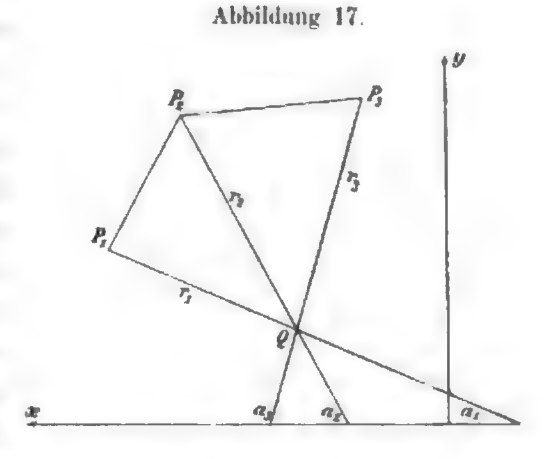
[2] Handbuch der Vermessungskunde, III. Auflage, II. Band, S. 300.

[3] Formeln und Hülfstafeln für Geographische Ortsbestimmungen, Leipzig 1879, S. 86 ff.

In Grönland standen meistens mehr als drei Fixpunkte zur Verfügung, deren Richtungen ich vom Eise aus maass; ich habe deshalb eine Überbestimmung erhalten und muss die Beobachtungen ausgleichen.

Die bekannten Koordinaten der Fixpunkte $P_1, P_2 \ldots . P_i$ seien $x_1 y_1 \ldots . x_i y_i$; der Punkt Q habe die zu bestimmenden Koordinaten $x + \xi$, $y + \eta$, worin x und y angenommen Näherungswerte bedeuten, ξ und η die Verbesserungen daran, welche ich durch die Ausgleichung bestimme. Die Näherungswerte kann man auf verschiedene Weise erhalten, z. B. durch das Pothenotische Verfahren, indem man zunächst nur die nach drei Fixpunkten gemessenen Richtungen benutzt. Ich habe sie aus unmittelbaren Entfernungsmessungen zwischen den einzelnen Eispunkten und aus direkten Bestimmungen der Richtungen zwischen diesen und dem Koordinatensystem der Fixpunkte hergeleitet.

Abbildung 17.



Rückwärtseinschneiden.

In Q sind die Richtungen $l_1, l_2, l_3 \ldots l_i$ nach den Fixpunkten $P_1, P_2, P_3 \ldots . P_i$ gemessen; den Nullpunkt dieses Richtungssatzes kann ich beliebig wählen und z. B. von QP_1 ausgehen, indem ich $l_1 = 0^0\, 0'$ setze; dann haben die anderen Richtungen die bestimmten, gemessenen Werte, welche sich ergeben, wenn ich die für P_1 abgelesene Richtung von den für die anderen Punkte abgelesenen subtrahiere. Ich werde die Nullrichtung jedoch zweckmässig möglichst nahe mit der x Achse zusammenlegen, was durch Addition einer Konstanten zu allen Richtungen geschieht. Hatte ich bis dahin die Richtung von Q nach P_1 als Nullrichtung, ist die Konstante das Azimuth von QP_1 gegen die x Achse.

Einen Näherungswert a_1 dieses Azimuths, wie auch solcher $a_2, a_3 \ldots a_i$ für die anderen Fixpunkte kann ich berechnen, weil ich die Koordinaten der letzteren und die Näherungskoordinaten xy von Q kenne, denn es ist allgemein:

$$1. \qquad tg\, a_i = \frac{y_i - y}{x_i - x}.$$

Zu jedem dieser genäherten Azimuthe kommt nach Bestimmung der definitiven Lage von Q durch die Ausgleichung eine Verbesserung hinzu, die ich $\alpha_1, \alpha_2 \ldots . \alpha_i$ nennen will, so dass die Konstante, welche ich zu den gemessenen Werten l hinzuaddieren muss, um an Stelle von QP_1 die x Achse als Nullrichtung einzuführen, $a_1 + \alpha_1$ ist. Diese Konstante würde jedoch den gemessenen Richtungssatz noch von der einen Richtung QP_1 abhängig lassen und damit diese vor den anderen bevorzugen; um dieses zu vermeiden und alle Richtungen gleichmässig in dem Koordinatensystem zu orientieren, muss ich noch eine kleine Gesamtverdrehung des ganzen Satzes vornehmen und zu der Konstanten eine Orientierungsgrösse hinzufügen, welche

aus der Ausgleichung zu bestimmen und für den ganzen Satz natürlich konstant ist; ich nenne dieselbe u.

Bedenke ich noch, dass jeder Messung l ein gewisser Fehler anhaftet, welcher der Grund für die Überbestimmung durch mehr als drei Richtungen ist, — ich bezeichne die Fehler mit $v_1, v_2 \ldots v_i$ —, so komme ich zu dem folgenden Gleichungssystem:

$$2. \quad \begin{array}{lcl} l_1 + v_1 = a_1 + \alpha_1 - u & & (l_1 - a_1) + v_1 = \alpha_1 - u \\ l_2 + v_2 = a_2 + \alpha_2 - u & \text{oder} & (l_2 - a_2) + v_2 = \alpha_2 - u \\ \vdots & & \vdots \\ l_i + v_i = a_i + \alpha_i - u & & (l_i - a_i) + v_i = \alpha_i - u. \end{array}$$

Bezeichne ich die Entfernungen von Q nach $P_1, P_2 \ldots P_i$ mit $r_1 + \lambda_1$, $r_2 + \lambda_2 \ldots r_i + \lambda_i$, wobei $r_1, r_2 \ldots r_i$ der angenäherten Lage von Q, also den Koordinaten xy, und $r_1 + \lambda_1 \ldots r_i + \lambda_i$ der definitiven Lage, also den Koordinaten $x + \xi$, $y + \eta$ entsprechen, so gilt allgemein:

$$(r_i + \lambda_i) \cos (a_i + \alpha_i) = x_i - (x + \xi)$$
$$(r_i + \lambda_i) \sin (a_i + \alpha_i) = y_i - (y + \eta)$$

oder, wenn ich cosinus und sinus in Reihen entwickle, und, da α_i klein gegen a_i ist, die Quadrate kleiner Grössen vernachlässige:

$$\lambda_i \cos a_i - r_i \sin a_i \frac{\alpha_i}{\varrho'} = -\xi.$$

$$\lambda_i \sin a_i + r \cos a_i \frac{\alpha_i}{\varrho'} = -\eta.$$

ϱ ist der Radius des Kreises in Minuten ausgedrückt und muss in der angegebenen Weise hinzugefügt werden, weil ich bei der Entwickelung von der Winkelfunktion zum Winkel selbst übergegangen bin. Ich muss ϱ in Minuten ausdrücken, weil die Messungen in Minuten angegeben werden. Es ist

$$\varrho' = 3437{,}7', \text{ also } \log \varrho = 3{,}53627.$$

Wenn ich nun die letzten beiden Gleichungen mit $-\sin a_i$, beziehungsweise mit $\cos a_i$ multipliziere und dann addiere, ergiebt sich:

$$\frac{r_i \, \alpha_i}{\varrho'} = \xi \sin a_i - \eta \cos a_i.$$

Indem ich nun die Werte für $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \ldots \alpha_i$ nach dieser Gleichung ausdrücke und in die Gleichungen 2 einsetze, erhalte ich Fehlergleichungen in folgender Form:

$$3. \quad \begin{array}{l} (l_1 - a_1) + v_1 = -u + \dfrac{\varrho'}{r_1} \sin a_1 \cdot \xi - \dfrac{\varrho'}{r_1} \cos a_1 \cdot \eta \\ (l_2 - a_2) + v_2 = -u + \dfrac{\varrho'}{r_2} \sin a_2 \cdot \xi - \dfrac{\varrho'}{r_2} \cos a_2 \cdot \eta \\ \vdots \\ (l_i - a_i) + v_i = -u + \dfrac{\varrho'}{r_i} \sin a_i \cdot \xi - \dfrac{\varrho'}{r_i} \cos a_i \cdot \eta. \end{array}$$

In diese Gleichungen werden die gemessenen Werte $l_1, l_2, \ldots l_i$ und die berechneten Näherungswerte $a_1, a_2, \ldots a_i$ und $r_1, r_2, \ldots r_i$, sowie $\varrho' = 3437{,}7'$ eingesetzt; die Auflösung des Systems nach der Methode der kleinsten Quadrate giebt dann die gesuchten Grössen ξ, η und u, von denen die beiden ersten in der Addition zu den Näherungskoordinaten x und y die Lage von Q definitiv bestimmen.

Wenn man die gefundenen Werte von ξ, η und u in die Fehlergleichungen (3) einführt, erhält man die Fehler $v_1, v_2, \ldots v_i$, welche den einzelnen Messungen anhaften und durch Kombination aller v_i mit Hilfe der Gleichung:

$$4. \qquad m_R = \pm \sqrt{\frac{v_1^2 + v_2^2 + v_3^2 + \ldots\ldots v_i^2}{i\,(i-1)}}$$

den mittleren Fehler m_R des Resultats, also der definitiven Lage von Q, wie er sich aus den Messungen selbst ableiten lässt.

Ein Beispiel dieser Methode werde ich bringen, wenn ich ihre Anwendbarkeit bespreche.

Auf dem Inlandeise sind nun nicht allein die Richtungen von dem zu bestimmenden Eispunkte Q nach den bestimmten Landfixpunkten $P_1, P_2, \ldots P_i$ gemessen, sondern auch nach den Eispunkten, welche in der Nähe lagen, so z. B. von Punkt 5 nach 4 und nach 6. Waren die letzteren schon vorher bestimmt, kann man sie in gleicher Weise, wie die Landfixpunkte, benutzen, und wird von jedem Eispunkt eine ähnlich geformte Fehlergleichung erhalten, die mit den anderen gemeinsam zu behandeln ist.

Waren die anderen Eispunkte vorher noch nicht bestimmt, so erfolgte die Richtungsmessung zwischen zwei unbestimmten Punkten, und die Fehlergleichung erhält eine andere Form. Das gleiche ist der Fall, wenn ich von einem schon bestimmten Punkt auf dem Eise oder auf dem Lande nach einem noch unbestimmten gemessen habe; ich erhalte dann eine Fehlergleichung für den letzteren wieder in einer anderen Form.

Ich unterlasse es, diese Formen hier im einzelnen abzuleiten, weil sie sich unmittelbar auf die Form der Gleichungen 3 zurückführen lassen, und führe nur die diesen entsprechenden Resultate an. Die Fehlergleichungen lauten, wenn ich von dem schon bestimmten Punkt P_i nach dem noch unbestimmten Q gemessen habe:

$$5. \qquad (l_i' - a_i') + v_i = -u - \frac{\varrho'}{r_i} \sin a_i' \cdot \xi + \frac{\varrho'}{r_i} \cos a_i' \cdot \eta,$$

wenn ich von dem unbestimmten Punkt Q_m nach dem ebenfalls unbestimmten Q_n gemessen habe:

$$6. \; (l_{m,n} - a_{m,n}) + v_{m,n} = -u + \frac{\varrho'}{r_{m,n}} \sin a_{m,n} \cdot (\xi_m - \xi_n) - \frac{\varrho'}{r_{m,n}} \cos a_{m,n} \cdot (\eta_m - \eta_n)$$

und umgekehrt bei Messung von dem unbestimmten Q_n nach dem unbestimmten Q_m:

$$7. \; (l_{n,m} - a_{n,m}) + v_{n,m} = -u + \frac{\varrho'}{r_{m,n}} \sin a_{n,m} \cdot (\xi_n - \xi_m) - \frac{\varrho'}{r_{m,n}} \cos a_{n,m} \cdot (\eta_n - \eta_m).$$

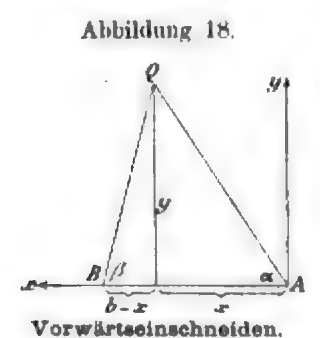
Die Indices sind in diesen Gleichungen entsprechend denen der Punkte gewählt, und ihre Reihenfolge bezeichnet die Richtung der Messung. u ist die in jedem Satz konstante, aber von Satz zu Satz natürlich wechselnde Orientierungsgrösse; die v bezeichnen die Fehler der mit gleichem Index versehenen l. In Gleichung 5 habe ich l' und a' gesetzt, um die hier von P_i nach Q gemessenen Richtungen von denen der Gleichungen 3 zu unterscheiden, welche umgekehrt von Q nach P_i gehen; ξ und η gehören in dieser Gleichung natürlich zu Q wie in 3.

In welcher Weise die vier Gleichungsformen mit einander verbunden werden, wird an dem später durchgeführten Beispiel zur Erläuterung kommen; jede gemessene Richtung giebt eine Fehlergleichung, und wir erhalten für jeden zu bestimmenden Punkt ein Gleichungssystem, das sich aus Gleichungen der vier verschiedenen Formen zusammensetzt. Die Ausgleichung kann dann das System eines Punktes für sich oder verschiedener Punkte gemeinsam behandeln.

2. Methode des Vorwärtseinschneidens.

Die Methode des Vorwärtseinschneidens für sich allein ist in ihrer einfachsten Form zur Anwendung gelangt und soll hier nur, soweit sie für meine Arbeiten in Betracht kommt, entwickelt werden. Zu Überbestimmungen, welche ausgeglichen werden müssen, habe ich sie ausserdem in Verbindung mit der Methode des Rückwärtseinschneidens benutzt und die Form der Fehlergleichungen, welche daraus entsteht, schon im vorigen Abschnitt mitgeteilt (Formel 5).

Abbildung 18.



Vorwärtseinschneiden.

A und B seien die Endpunkte der Basis b, deren Länge bekannt ist. α und β seien die gemessenen Winkel zwischen der Basis und den Richtungen von ihren Endpunkten nach dem zu bestimmenden Eispunkte Q. Ich wähle A als Anfangspunkt der Koordinaten, AB als positive Richtung der x Achse und die y Achse, wie in der Abbildung 18 angegeben ist, senkrecht dazu. Es folgen dann unmittelbar für die Koordinaten x und y von Q die Gleichungen:

$$\frac{x}{y} = \operatorname{cotg} \alpha \text{ und } \frac{b - x}{y} = \operatorname{cotg} \beta$$

also durch Addition:

$$\frac{b}{y} = \operatorname{cotg} \alpha + \operatorname{cotg} \beta = \frac{\sin(\alpha + \beta)}{\sin \alpha \sin \beta}$$

und dann:

$$8. \qquad x = b \frac{\cos \alpha \sin \beta}{\sin(\alpha + \beta)}; \quad y = b \frac{\sin \alpha \sin \beta}{\sin(\alpha + \beta)}$$

Durch diese Formeln ist die Lage der Eispunkte Q, nach denen die Richtungen von den Basisendpunkten gemessen sind, eindeutig bestimmt.

Da es für die Beurteilung dieser Methode von Wert sein wird, zu erkennen, welche Fehler einer derartigen Bestimmung anhaften, will ich dieselben gleich an dieser Stelle allgemein ableiten.

Das Resultat kann durch Fehler der gemessenen Winkel α und β, sowie durch Fehler der Basis b beeinflusst sein; ich differenziere, um die Fehler des Resultats, die daraus entstehen, zu erhalten, die Gleichungen 8 logarithmisch nach diesen drei Grössen und erhalte:

$$\frac{dx}{x} = \frac{db}{b} - \operatorname{tg}\alpha \frac{d\alpha}{\varrho'} + \operatorname{cotg}\beta \frac{d\beta}{\varrho'} - \operatorname{cotg}(\alpha+\beta)\frac{(d\alpha+d\beta)}{\varrho'}$$

$$\frac{dy}{y} = \frac{db}{b} + \operatorname{cotg}\alpha \frac{d\alpha}{\varrho'} + \operatorname{cotg}\beta \frac{d\beta}{\varrho'} - \operatorname{cotg}(\alpha+\beta)\frac{(d\alpha+d\beta)}{\varrho'}$$

Die Division der entsprechenden Glieder durch ϱ, den Kreisradius in Minuten ausgedrückt, ist erforderlich, weil ich bei der Differenziation von den Winkelfunktionen zu Winkeln selbst übergegangen bin.

Indem ich die Koeffizienten von $d\alpha$ und $d\beta$ zusammenfasse und die dann entstehenden Summen von Tangenten und Kotangenten umforme, ergiebt sich:

$$\frac{dx}{x} = \frac{db}{b} - \frac{\cos\beta}{\cos\alpha\sin(\alpha+\beta)}\frac{d\alpha}{\varrho'} + \frac{\sin\alpha}{\sin\beta\sin(\alpha+\beta)}\frac{d\beta}{\varrho'}$$

$$\frac{dy}{y} = \frac{db}{b} + \frac{\sin(2\alpha+\beta)}{\sin\alpha\sin(\alpha+\beta)}\frac{d\alpha}{\varrho'} + \frac{\sin(\alpha+2\beta)}{\sin\beta\sin(\alpha+\beta)}\frac{d\beta}{\varrho'}$$

Da die Messungsfehler von α, β und b von einander unabhängig sind, summieren sich die Fehlerquadrate direkt zum Quadrate des Gesamtfehlers. Ich führe an Stelle der Differenziale die Fehlerbezeichnungen ein und setze also:

$$(dx)^2 = m_x^2,\ (dy)^2 = m_y^2,\ (db)^2 = m_b^2,\ (d\alpha)^2 = \mu_\alpha^2,\ (d\beta)^2 = \mu_\beta^2,$$

dann erhalte ich:

$$9.\quad \begin{aligned} m_x^2 &= \frac{x^2}{b^2} m_b^2 + \frac{x^2}{\sin^2(\alpha+\beta)} \left\{ \frac{\cos^2\beta}{\cos^2\alpha}\mu_\alpha^2 + \frac{\sin^2\alpha}{\sin^2\beta}\mu_\beta^2 \right\} \frac{1}{\varrho'^2} \\ m_y^2 &= \frac{y^2}{b^2} m_b^2 + \frac{y^2}{\sin^2(\alpha+\beta)} \left\{ \frac{\sin^2(2\alpha+\beta)}{\sin^2\alpha}\mu_\alpha^2 + \frac{\sin^2(\alpha+2\beta)}{\sin^2\beta}\mu_\beta^2 \right\} \frac{1}{\varrho'^2}. \end{aligned}$$

Die Quadratwurzeln aus den Gleichungen 9 geben dann die Fehler der Koordinaten x und y, welche aus den Messungsfehlern der Winkel α und β, sowie dem der Basis b folgen.

3. Centrierungsmethode.

Wenn wir die Anwendbarkeit der verschiedenen Methoden für unsere Inlandeismessungen besprechen, wird sich zeigen, dass die Methode des Rückwärtseinschneidens, welche für die Verwertung der Messungen auf dem Inlandeise zunächst in Betracht kommt, auf Schwierigkeiten stösst, weil die schon bestimmten

Punkte, nach welchen die Richtungen von den zu bestimmenden Eispunkten gemessen wurden, zu verschiedene Entfernungen besitzen. Die Landfixpunkte sind sehr weit, die schon bestimmten Eispunkte der Umgebung im Verhältnis dazu sehr nahe; der grosse Unterschied hindert die gleichzeitige Verwertung beider nach der Seite 172ff. entwickelten Methode.

Da es sich trotzdem empfiehlt, beide zu berücksichtigen, gab mir Herr Dr. L. Krüger eine Methode an, welche man sonst bei Centrierungen verwendet, welche jedoch auch im gegenwärtigen Falle sehr zweckmässig ist.

$P_1, P_2 \ldots . P_i$ seien die fernen Landfixpunkte, Q ein schon bestimmter Eispunkt, in welchen auf Abbildung 19 der Koordinatenanfangspunkt gelegt ist, und Q' der nun zu bestimmende. Da Q schon festliegt, sind auf ihm die Richtungen und die Entfernungen nach den Fixpunkten bekannt, ich nenne die ersteren $A_1, A_2 \ldots A_i$ und die letzteren $s_1, s_2 \ldots . s_i$. Desgleichen ist die Richtung der x Achse bekannt und als Nullrichtung eingeführt; direkt gemessen ist die Richtung nach Q', die ich ϑ nennen will.

Abbildung 19.

Centrierungsmethode.

Auf Q' habe ich die Richtungen nach den Fixpunkten und auch nach Q gemessen. Ich nehme die letztere als Nullrichtung an und bezeichne die darauf bezogenen Richtungen nach den Fixpunkten mit $B_1, B_2 \ldots B_i$.

Wie bei der Methode des Rückwärtseinschneidens (1), berechne ich für Q' zunächst die angenäherten Koordinaten x und y, aus denen die angenäherte Entfernung $QQ' = r'$ durch die Gleichung $r'^2 = x^2 + y^2$ gegeben ist, wenn die Koordinaten von Q gleich Null sind. Die definitiven Koordinaten von Q bezeichne ich wieder mit $x + \xi$, $y + \eta$ und die definitive Entfernung QQ' mit r.

Aus Abbildung 19 ergiebt sich nun unmittelbar allgemein für P_i:

$$10. \qquad \frac{r'}{s_i} = \frac{\sin w_i}{\sin B_i}$$

oder, da $\vartheta - A_i + B_i + w_i = 180^\circ$ ist:

$$r' = s_i \frac{\sin(\vartheta - A_i + B_i)}{\sin B_i}.$$

Setze ich den definitiven Wert $r = r' + \varrho$ und den Fehler, welcher der Länge von ϱ wegen des Fehlers der Richtung $Q' P_i$ anhaftet, gleich v_i, so erhalte ich:

11.
$$r' + \varrho = \varkappa_i \frac{\sin(\vartheta - A_i + B_i)}{\sin B_i} + v_i \text{ und}$$
$$\varrho = \varkappa_i \frac{\sin(\vartheta - A_i + B_i)}{\sin \varkappa_i} - r' + v_i.$$

Aus $r = r' + \varrho$ und ϑ werden dann die definitiven Koordinaten von Q' bestimmt, indem $r \cos \vartheta = x + \xi$ und $r \sin \vartheta = y + \eta$ ist.

Jede Richtung giebt auch hier eine solche Fehlergleichung für ϱ, und der definitive Wert für ϱ folgt aus einer Ausgleichung aller Fehlergleichungen nach der Methode der kleinsten Quadrate. Durch Einsetzen des gefundenen Wertes in die Fehlergleichungen 11 erhält man die Fehler von ϱ und damit von r, welche den Bestimmungen aus den einzelnen Fixpunkten anhaften, und aus den Einzelfehlern erhält man den mittleren Fehler des Gesamtresultats nach Formel 4.

Wenn Q' auf diese Weise festgelegt ist, kann ich in derselben Weise zu dem nächsten Punkte Q'' weiter gehen und so der Reihe nach die Positionen aller Marken bestimmen.

Diese Methode ist rechnerisch einfacher durchzuführen, als die des Rückwärtseinschneidens, und berücksichtigt die Verschiedenheit der Entfernungen der schon bestimmten Punkte, nach welchen die gemessenen Richtungen gehen. Der Einfluss der Landfixpunkte kommt darin zur Geltung, dass sie die auf anderem Wege gefundenen angenäherten Entfernungen zwischen zwei Punkten auf dem Eise verbessern. Zum Ausgang braucht man einen Punkt auf dem Lande oder auf dem Eise, welcher vorher bestimmt ist.

4. Verbindung der Eispunkte durch direkte Messung.

Wenn ich von einem schon bestimmten Punkte ausgehe, kann ich alle folgenden auch durch Messung ihrer Entfernung und Richtung festlegen, also ohne Berücksichtigung der Landfixpunkte die Punkte auf dem Eise unter einander nur durch direkte Messung verbinden.

Q sei bestimmt, Q', Q'' .... die folgenden zu bestimmenden Punkte (Abbildung 19). Ich kenne in Q die Richtung $Q\,Q'$ gegen die x Achse gleich ϑ und erhalte mit Hilfe der direkt gemessenen Entfernung $Q\,Q' = r'$ die Koordinaten von Q', nämlich:

12.
$$x' = r' \cos \vartheta; \quad y' = r' \sin \vartheta,$$

wenn Q der Koordinatenanfangspunkt ist.

In Q' ist nun der Winkel $Q''\,Q'\,Q$ gemessen. Bezeichne ich die Richtung von $Q'\,Q''$ gegen die x Achse mit ϑ', so besteht für diese die Gleichung:

13.
$$\vartheta' + Q''\,Q'\,Q + (180 - \vartheta) = 360^\circ.$$

Hieraus und aus der gemessenen Entfernung $Q'\,Q'' = r''$ erhält man die Lage von Q'', nämlich

14.
$$x'' = x' + r'' \cos \vartheta'; \quad y'' = y' + r'' \sin \vartheta'.$$

So geht es von Punkt zu Punkt weiter: man benutzt zur Bestimmung der ganzen Reihe nur die direkt gemessenen Richtungen und Entfernungen zwischen den einzelnen Punkten und einen schon bestimmten Punkt zum Ausgang.

Die Bestimmung der Richtungen ϑ hierfür kann so genau erfolgen, dass daher kein nennenswerter Fehler des Resultats entsteht. Denn wenn sie auch um eine Minute falsch sind, was bei der Genauigkeit der Ablesung des Instrumentes, die bis zu einer Minute reichte, möglich ist, aber trotzdem selbst bei weiten Entfernungen selten vorkam, würde der Fehler der Position des nächsten Punktes nur klein sein. Er wäre für die Entfernung r' gleich $r' \frac{1}{\varrho}$, worin ϱ wieder den Kreisradius in Minuten bedeutet, würde also bei $r' = 500$ m erst 0,15 m betragen. Diese Grösse kommt nicht in Betracht; auch ist der Fehler meistens kleiner, weil die Entfernungen zwischen den einzelnen Punkten auf dem Eise die Grösse von 500 m selten erreichen.

Die Bestimmung der Entfernungen ist am sichersten durch die Messkette auszuführen, doch war deren Verwendung bei der buckligen und oft stark zerklüfteten Form der Eisoberflächen nicht möglich. So musste ich die direkte Distanzmessung anwenden, welche zwischen zwei Punkten stets durch Vor- und Rückmessung ausgeführt ist. Dabei gelten die folgenden Formeln.

Abbildung 20.



Entfernungsmessung.

Q_1 und Q_2 seien die Eispunkte (Abbildung 20), welche durch die Stangen S_1 und S_2 markiert sind; die gesuchte Horizontalentfernung derselben nenne ich b. Während ich mit dem Instrument auf Q_1 stand, wurden mir durch Dr. Vanhöffen an S_2 die Punkte U und O zur Einstellung markiert, und der Abstand UO direkt mit dem Bandmaass gemessen. Ich maass von Q_1 die Erhebungen von U und O über dem Horizont, also die Komplemente der Zenithdistanzen z_u und z_o.

Bezeichne ich noch die unbekannte Erhebung von O über dem Horizont von Q_1, also OQ'_2, mit x, so gelten die folgenden Gleichungen:

$$\frac{x}{b} = \operatorname{tg}(90 - z_o) = \operatorname{cotg} z_o$$

$$\frac{x - a}{b} = \operatorname{tg}(90 - z_u) = \operatorname{cotg} z_u$$

also $$\frac{a}{b} = \operatorname{cotg} z_o - \operatorname{cotg} z_u = \frac{\sin(z_u - z_o)}{\sin z_u \sin z_o},$$ mithin:

$$15. \qquad b = a \frac{\sin z_u \sin z_o}{\sin(z_u - z_o)}.$$

Bezeichne ich den durch Vormessung von Q_1 nach Q_2 erhaltenen Wert der Entfernung mit b' und den durch Rückmessung von Q_2 nach Q_1 in gleicher Weise erhaltenen mit b'', so ist:

15a. $$b = \frac{b' + b''}{2}$$

und der Fehler von b, welcher sich aus den beiden vorhandenen Messungen ergiebt, ist:

16. $$m_b = \pm \frac{b' - b''}{2}.$$

Haben wir eine Reihe von Entfernungen $b_1, b_2, b_3 \ldots . b_n$ in der gleichen Weise als Mittel aus Vor- und Rückmessung erhalten und aus der letzten Gleichung (16) beziehungsweise die Fehler $m_{b_1}, m_{b_2}, m_{b_3} \ldots . m_{b_n}$ für dieselben berechnet, so erhält man den durchschnittlichen mittleren Fehler m einer Entfernung aus den n Werten durch die Gleichung:

17. $$m^2 = \frac{m^2_{b_1} + m^2_{b_2} + m^2_{b_3} + \cdots \cdot m^2_{b_n}}{n},$$

wenn man die Quadratwurzel bildet.

Diese Methode der Bestimmung von Entfernungen wird auf Reisen gern für Basismessungen zur Anwendung gebracht und ist auch von mir häufig mit Vorteil benutzt worden. Ich verwandte dazu eine Messstange, welche mir Herr Geheimrat Dr. W. Reiss gütigst zur Verfügung gestellt hatte, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank ausspreche. Sie ist früher sowohl von ihm, wie von Herrn Dr. P. Güssfeldt[1] auf ihren südamerikanischen Reisen benutzt worden. Sie hatte eine Länge von 6 m und war so in Stücke von je 1 m Länge zerlegt, dass man sie zum Transport zusammenschieben konnte. Zur Messung wurden an dazu vorgesehenen Stellen der Messstange oben und unten Miren befestigt, deren Abstand ich vorher jedesmal mit dem Stahlbandmaass bestimmte. Ein grosser Vorteil dieser Messstange war der, dass für sie die vertikale Stellung, welche bei der Messung Fehlerquellen ausschliesst, dadurch von selbst geboten wurde, dass sie beim Halten wegen der Schwere der Stange die bequemste war.

Die Fehler, welche bei den so bestimmten Entfernungen zu erwarten sind, kann man aus den folgenden Formeln berechnen, welche auf der Annahme beruhen, dass sowohl die Messungen der Winkel z_u und z_o, wie die des Abstandes $UO = a$ fehlerhaft sind. Man erhält durch logarithmische Differenziation von Formel 15 nach z_u, z_o und a:

$$\frac{db}{b} = \frac{da}{a} + \operatorname{cotg} z_u \frac{dz_u}{\varrho'} + \operatorname{cotg} z_o \frac{dz_o}{\varrho'} - \operatorname{cotg}(z_u - z_o) \frac{dz_u - dz_o}{\varrho'},$$

wobei der Faktor ϱ', wie früher, gleich angefügt ist.

Durch Zusammenfassung der Koeffizienten von dz_u und dz_o und Umformung erhält man hieraus:

[1] P. Güssfeldt: Reise in den Andes von Chile und Argentinien, Berlin 1888, S. 418 ff.

$$18. \quad \frac{db}{b} = \frac{da}{a} - \frac{\sin z_o}{\sin z_u \sin (z_u - z_o)} \frac{dz_u}{\varrho'} + \frac{\sin z_u}{\sin z_o \sin (z_u - z_o)} \frac{dz_o}{\varrho'}$$

Bei den Winkelmessungen z_u und z_o kann man den gleichen Fehler von etwa einer Minute erwarten. Er wird in der Regel kleiner sein, da er sich selbst bei den weiten Entfernungen nach den Landfixpunkten kleiner herausstellt (Seite 184) und die Strecken nach den nahen Stangen auf dem Eise gut und sicher einzustellen waren. Wir setzen indessen einen extremen Fall und nehmen, um nicht zu klein zu schätzen:

$$dz_u = dz_o = 1'.$$

Der Fehler von a wird immer gering sein und einen Centimeter nicht erreichen, da dieser Abstand mit dem Stahlbandmaass direkt gemessen ist. Wir wollen indessen auch hier nicht zu gering schätzen und setzen deshalb:

$$da = 0{,}01 \text{ m}.$$

Da da von den Winkelfehlern dz_u und dz_o, und diese auch von einander unabhängig sind, ist das Quadrat des Gesamtfehlers gleich der Summe der Quadrate der einzelnen Fehler; wir haben deshalb nach Gleichung 18, wenn wir die obigen Werte einsetzen und für db^2 die Fehlerbezeichnung m_b^2 wählen:

$$m_b^2 = \frac{b^2}{a^2} 0{,}01^2 + \frac{b^2}{\sin^2 (z_u - z_o)} \left\{ \frac{\sin^2 z_o}{\sin^2 z_u} + \frac{\sin^2 z_u}{\sin^2 z_o} \right\} \frac{1}{\varrho'^2}$$

Bei den geringen Neigungsverhältnissen auf der Oberfläche des Inlandeises liegen nun z_u und z_o so nahe an 90°, dass die Klammergrösse fast in allen Fällen gleich 2 gesetzt werden kann, wir erhalten deshalb:

$$19. \qquad m_b^2 = 0{,}01^2 \frac{b^2}{a^2} + \frac{2b^2}{\sin^2 (z_u - z_o)} \cdot \frac{1}{\varrho'^2}$$

und die Wurzel aus diesem Ausdruck als den zu erwartenden Fehler der einfachen Entfernungsmessung. Das erste Glied dieses Ausdrucks ist meistens gering und nimmt mit wachsender Grösse von a ab; das zweite Glied, welches von den Winkelfehlern herrührt, besitzt den Haupteinfluss auf den Fehler des Resultats, wie auch aus der späteren numerischen Auswertung hervorgeht. Der Fehler der Entfernung geht in die Position des Eispunktes, also in seine Koordinaten, in derselben Weise ein, wie die Entfernung selbst (Formel 12), nämlich mit dem sinus, beziehungsweise cosinus der Richtung gegen die x Achse multipliziert.

Nenne ich nun wieder den Wert der Entfernung, welchen die Hinmessung ergeben hat, b' und den der Rückmessung b'', und dem entsprechend die Fehler, welche von beiden Einzelmessungen zu erwarten sind, $m_{b'}$ und $m_{b''}$, so setzt sich der zu erwartende Fehler m_b des Resultats aus jenen zusammen, und es wird:

$$19\text{a}. \qquad m_b^2 = \frac{m_{b'}^2 + m_{b''}^2}{4}.$$

Die hier mitgeteilte Methode der Entfernungsmessung ist nur ein besonderer Fall der Methode des Rückwärtseinschneidens (1), indem die Punkte U, O und Q'_2 den Fixpunkten P_1, P_2, P_3 und die Winkel bei Q_1 den Richtungen nach den Fixpunkten entsprechen. Die ersteren liegen auf einer Linie, die letzteren beliebig, im ersteren Fall ist der Winkel bei Q'_2 ein rechter, im letzteren nicht; diese Vereinfachungen bedingen die grössere Leichtigkeit der Formeln und des Resultats. Ich habe den besonderen Fall getrennt von 1 mitgeteilt, weil die Methode des Rückwärtseinschneidens in dieser Form von mir besonders häufig benutzt ist.

Die Verwendung der Methoden.

Die verschiedenen Methoden haben naturgemäss nicht bestimmt umgrenzte Bezirke, in denen sie ausschliesslich zur Verwendung kamen, sondern wurden vielfach nebeneinander gebraucht, weil es sich stets darum handelte, die Messungen auszuführen, welche an Ort und Stelle möglich erschienen; indessen lassen sich doch einige allgemeine Gesichtspunkte hervorheben.[1]

Die Methode des Vorwärtseinschneidens (2) wurde besonders auf weite Entfernungen und für die unzugänglichen Teile der Eisoberflächen benutzt, weil für die ersteren die Bambusstangen schwer sichtbar waren und auf den letzteren nicht gesetzt werden konnten. Es gelang so durch Beobachtung von Eisspitzen vom Lande aus die Bewegung auch solcher Gebiete zu bestimmen, welche der Begehung nicht zugänglich waren.

Auf der Tasiusak-Stufe des Grossen Karajak-Eisstroms sind die Methoden 1 und 2 nebeneinander benutzt worden, weil es sich hier darum handelte, eine möglichst grosse Sicherheit für die Ermittelung der feinsten Bewegungen des Inlandeises zu erlangen. Die Resultate zeigen, dass die Methode des Vorwärtseinschneidens hier die grössere Genauigkeit giebt; sie ist in diesem kleinen Gebiet auf nahe Entfernungen zur Verwendung gelangt.

Ausserdem hat die Methode (2) im Verein mit astronomischen Messungen die Grundlagen der Karten geliefert, welche in diesem Werke mitgeteilt sind, und damit auch die Lage der Fixpunkte, deren Kenntnis für die Bestimmung von Eispunkten nach der Methode des Rückwärtseinschneidens (1) erforderlich war.

---

[1] Sämtliche Messungen mit Ausnahme einer Gruppe, die ich im neunten Kapitel behandeln werde, sind mit einem Theodolit ausgeführt worden, welcher nach den Angaben von Herrn Geh. Reg.-Rat Prof. Dr. R. Doergens durch den Mechaniker Herrn F. Reinecke in Firma A. Meissner in Berlin gearbeitet ist, und den mir Herr Doergens mit dem zugehörigen Stativ (vergleiche Centralblatt der Bauverwaltung, Berlin 1890 und 1893, Deutsche Bauzeitung Nr. 32) nach Zustimmung des Königl. Preussischen Kultus-Ministeriums aus der Sammlung der Technischen Hochschule zu Charlottenburg leihweise zur Verfügung gestellt hatte. Ich spreche Herrn Geheimrat Doergens hierfür meinen verbindlichsten Dank aus. Theodolit und Stativ haben sich wegen der Leichtigkeit und Sicherheit der Aufstellung, Horizontierung und Handhabung die ganze Zeit über vortrefflich bewährt, wie aus den mitgeteilten Messungen hervorgehen wird.

Was die **Genauigkeit** der Methode (2) betrifft, so können wir für die danach ermittelten Eisbewegungen keinen inneren Fehler ableiten, weil die betreffenden Positionen der Eispunkte, aus deren zeitlichen Veränderungen die Grösse der Bewegung folgt, in der Regel nur durch einmalige Messung bestimmt sind. Indessen gestattet die Anzahl der beobachteten Punkte und die stets gleichzeitig ausgeführte Höhenbestimmung derselben von beiden Basispunkten aus eine sichere Kontrole für die Richtigkeit der Resultate. Denn die Anzahl der Messungen lässt bei jedem Punkt für sich und bei vielen Punkten gemeinsam einen Gang der Bewegung erkennen; fällt eine Position aus diesem heraus, ist ihre Richtigkeit zu bezweifeln. Stimmen dann auch die von den beiden Basispunkten selbständig gemessenen Höhen nicht überein, erhält der Zweifel eine weitere Begründung.

In dieser Weise habe ich die sämtlichen Positionen, welche ich zur Ableitung der Eisbewegung benutzt habe, einer eingehenden Kritik unterworfen und nur das sichere zur Ableitung der Resultate benutzt. Mit Vorteil habe ich mich dabei der graphischen Darstellung der betreffenden Reihe von Positionen in grossem Maassstab bedient. Die Resultate sind besonders im zehnten Kapitel so mitgeteilt, dass die Prüfung ihrer Genauigkeit stets wiederholt werden kann, und, wo Zweifel bestehen, sind sie in den Tabellen der Positionen und der Verschiebungen derselben vermerkt. An und für sich sind die Fehler der Positionen, welche auch bei geringen Messungsfehlern entstehen können, nicht unerheblich, doch lässt sich ihr Vorhandensein und ihr Einfluss in der angegebenen Weise erkennen und unschädlich machen.

Das folgende **Beispiel** soll die Fehlergrössen und ihre Ursachen erläutern.

Zu Kartierungszwecken und besonders auch zur Bestimmung von Landfixpunkten für die Vermessung des Inlandeises ist auf diesem eine Basis

$$AB = b = 958 \text{ m}$$

gemessen, deren mittlerer Fehler nach Formel 16 $m_b = \pm 3{,}37$ m ist (Karte 2). Von den Endpunkten A und B dieser Inlandeisbasis maass ich wiederholt die Richtungen α und β zwischen der Basis und fünf Fixpunkten, nämlich:

Richtungen nach den Fixpunkten.

	Fixpunkt	α	β	μ_α	μ_β
20.	Nunatak	172° 6',41	6° 37',83	0',51	0',44
	Nugsuak	156 14,16	23 12,67	0,91	0,88
	Ainuk II	104 16,91	72 10,50	1,00	2,02
	Ainuk I	101 16,28	75 6,41	1,09	2,17
	Sermilik l	83 1,91	93 35,83	0,62	1,83

Die α sind viermal, die β dreimal zu verschiedenen Zeiten gemessen. Das Resultat aus den Einzelmessungen ist so gewonnen, wie auf Seite 187 f. angegeben ist. Aus den Differenzen zwischen den einzelnen Messungen und dem Resultat

sind nach der Methode der kleinsten Quadrate die Richtungsfehler μ_α und μ_β abgeleitet.

Aus α, β und b erhält man mit Hülfe der Formeln 8 die folgenden Positionen der Fixpunkte, ausgedrückt durch die rechtwinkligen Koordinaten x und y, deren Anfangspunkt mit dem Endpunkt A der Basis zusammenfällt, und deren positive x Achse hier die entgegengesetzte Richtung hat, wie die Basis, also auch entgegengesetzt läuft, als bei den Formeln 8 angenommen ist.

Positionen der Fixpunkte.

21.

Fixpunkt	x	y
Nunatak	+ 4972,25 m	+ 689,35 m
Nugsuak	+ 35814,1	+ 15769,0
Ainuk II	+ 3640,52	+ 14301,3
Ainuk I	+ 2864,55	+ 14373,1
Sermilik l	— 1972,64	+ 16140,0

Die Richtung der positiven x Achse ist hierin entgegengesetzt, wie in Abbildung 18, gedacht.

Die Fehler m_x und m_y dieser Positionen erhalte ich, wenn ich b, α, β; m_b, μ_α, μ_β; x und y in die Formeln 9 einsetze. Ich gebe ihre Grösse in der folgenden Tabelle und zwar so, dass die zweite Kolumne die Fehler angiebt, welche nur von dem Basisfehler m_b herrühren, die dritte diejenigen, welche nur von den Richtungsfehlern μ_α und μ_β stammen, und die vierte die Werte, zu welchen sich die beiden Fehlerarten addieren, also den mittleren Fehler der betreffenden Koordinaten:

Fehler der x Koordinaten (m_x).

Fixpunkt	Einfluss von m_b	Einfluss von μ_α und μ_β	Gesamtfehler
Nunatak	17,5 m	48,2 m	51,3 m
Nugsuak	125,9	1382,7	1388,5
Ainuk II	12,8	41,2	43,2
Ainuk I	10,1	34,7	36,1
Sermilik l	6,9	18,0	19,3

22.

Fehler der y Koordinaten (m_y).

Fixpunkt	Einfluss von m_b	Einfluss von μ_α und μ_β	Gesamtfehler
Nunatak	2,4 m	6,3 m	6,8 m
Nugsuak	55,5	487,2	490,3
Ainuk II	50,3	149,8	158,0
Ainuk I	50,5	158,8	166,7
Sermilik l	56,8	154,6	164,7

Die vorstehenden Tabellen zeigen, dass die Positionen der Fixpunkte sämtlich mit erheblichen Fehlern belastet sind, und zwar sind diese naturgemäss um so grösser, je weiter der betreffende Punkt liegt. Man erkennt ferner, dass der Einfluss der an sich nur geringen Winkelfehler (20) den des Basisfehlers weit überwiegt und fast den ganzen Betrag des Gesamtfehlers ausmacht.

Eine geringere Grösse des Winkelfehlers war nicht zu erzielen, weil das Instrument nur die Ablesung bis zu einer Minute mit Hilfe des Nonius zuliess und dabei naturgemäss Differenzen von ein bis zwei Minuten zwischen den verschiedenen Ablesungen leicht vorkommen können. Ich glaube jedoch, dass auch ein Instrument mit feinerer Teilung auf dem Inlandeise nicht genauere Resultate liefern würde, weil die freie Aufstellung auf Eis den Feinheiten des Instruments entgegenwirkt. Auch sind die Bergformen in Grönland in der Nähe des Inlandeises meist so gerundet und so wenig markant, dass Verschiedenheiten der Einstellung leicht vorkommen können.

Dagegen liesse sich der Einfluss der Winkelfehler vermindern, wenn man eine längere Basis zu Grunde legt, weil in diesem Falle $\alpha + \beta$ (Formeln 9) nicht so nahe an 180° liegen, also der sinus nicht eine so kleine Grösse sein würde. Die Dreiecke, aus denen die Fixpunkte (21) bestimmt wurden, sind sehr spitz; die Fehler der Positionen werden deshalb durch die Division mit sin $(\alpha + \beta)$ erheblich vergrössert, wie man sich aus der Rechnung überzeugen kann. Eine längere Basis würde diesen Fehler vermindern.

Indessen ist es fraglich, ob dadurch etwas gewonnen wird, weil mit der Länge der Basis der zu erwartende Fehler derselben schnell wächst, wie in Abbildung 21 durch den Verlauf der Kurven gezeigt ist. Da der Einfluss des Basisfehlers auf den Fehler des Resultats proportional dem ersteren ist, würde das, was durch Herabminderung des Einflusses der Winkelfehler gewonnen wird, durch Verstärkung des Basisfehlers wieder verloren gehen, indem sich das Verhältnis, welches die Tabellen 22 zeigen, bald umkehrt; die Genauigkeit der Positionen würde also bei der angewandten Methode der Basismessungen keine grössere sein. Es bleibt also auch hier eine Fehlerquelle bestehen, welche, wie die von der Genauigkeit des Instruments abhängende, in den Verhältnissen des Inlandeises begründet ist, da die Art der Basismessungen diesen angepasst werden musste.

Der Ungenauigkeit, welche hierdurch auf den Karten entsteht, kann man durch Vermessung der betreffenden Gebiete von verschiedenen Basislinien aus entgegenwirken, wie es auch thatsächlich geschah. Die Ungenauigkeit der Fixpunkt-Bestimmungen aber, welche für die Festlegung der Eispunkte notwendig waren, zwang zu einer Vervollständigung der Messungen, wie ich sogleich erörtern werde. Wo die Methode des Vorwärtseinschneidens trotz der daraus entstehenden Fehler allein zur Bestimmung von Eisbewegungen verwandt ist, geschah das einmal für geringere Entfernungen, als sie Tabelle 21 enthält, was die Fehler in gleichem Maasse vermindert, und ausserdem nur mit den Seite 184 erwähnten Kontrolen. Aus den mitgeteilten Resultaten ist zu ersehen, dass sich dann die Mängel der Methode

durch die Anzahl der Messungen beseitigen lassen, und dass die abgeleiteten Grössen der Eisbewegungen sicher sind.

Die Methode des Rückwärtseinschneidens (1) gedachte ich von vornherein dort zu verwenden, wo die Markierung der zu bestimmenden Eispunkte durch die vorherige Errichtung von Bambusstangen erforderlich war, wo es also keine weithin sichtbaren Eisspitzen gab, die man auch vom Lande aus der Ferne hätte beobachten können. Ich konnte die Festlegung der Punkte hierbei gleichzeitig mit der Errichtung der Stangen vornehmen und entging der schwierigen und zeitraubenden Arbeit, die gesetzten Stangen nachher aus der Ferne mit dem Fernrohr zu suchen.

Um die Anwendbarkeit dieser Methode zu zeigen, will ich ein Beispiel durchführen, welches ich meiner Vermessung des Inlandeises entnehme. Ich wähle dazu die Messungen aus dem Jahr 1892 für den Eispunkt 5 und für die Punkte, die ihn umgeben.

Von bestimmten Landpunkten, nach welchen die erforderlichen Richtungen gemessen werden konnten, standen bei Eispunkt 5 diejenigen zur Verfügung, deren Positionen in Tabelle 21 mitgeteilt sind. Als Basis *b* zur Bestimmung derselben hatte die Entfernung zwischen den beiden Eispunkten 5 und 29 gedient, welche, wie erwähnt, 958 m Länge hatte; die Richtungen gegen die Basis von den Basisendpunkten, also die Winkel α und β, sind aus den folgenden Einzelmessungen gewonnen:

23. Richtungen (α) auf Basispunkt *A* (Eispunkt 5).

Zeit der Beobachtung	Nunatak	Nugsuak	Ainuk II	Ainuk I	Sermilik *l*	Sermilik *r*	*B* (29)
12. September 1892 . .	0° 0′	15° 54′	67° 48′	70° 48′	89° 4′,5	—	—
19. September 1892 . .	0′	53′	48′	49′	5′	102° 28′	172° 7′
12. Juni 1893	0′	51′	51′	52′	5′	27′	6′
19. Juni 1893	0′	51′	51′	51′,5	3′,5	28′	—
Resultat:	0° 0′	15° 52′,25	67° 49′,50	70° 50′,13	89° 4′,50	102° 27′,54	172° 6′,41

Richtungen (β) auf Basispunkt *B* (Eispunkt 29).

Zeit der Beobachtung	Punkt 5 (*A*)	Nunatak	Nugsuak	Ainuk II	Ainuk I	Sermilik *l*
18. September 1892 . . .	0° 0′	6° 37′	23° 11′	72° 9′	75° 4′	93° 34′
19. September 1892 . . .	0′	38′	13′	8′	4′, 5	34′
22. Juni 1893	0′	38′,5	14′	14′,5	10′,75	39′,5
Resultat:	0° 0′	6° 37′,83	23° 12′,67	72° 10′,50	75° 6′,41	93° 35′,83

Das Resultat für Punkt 29 kommt durch einfache Mittelbildung zu stande, weil für jede Richtung ein voller Satz gemessen ist. Das Resultat für Punkt 5



ist mit Hilfe eines in der Ordnance Survey of Great Britain gegebenen Ausgleichungsverfahrens abgeleitet worden. Man bildet dabei für jede Richtung das Mittel, dann die Differenzen zwischen ihm und den Einzelbeobachtungen, dann von diesen die Mittel für jedes Datum, also in der Horizontalen, und fügt diese letzteren allen Einzelbeobachtungen des betreffenden Datums hinzu. Diese Operation wird so lange wiederholt, bis die Mittel jedes Richtungssatzes, also in der Vertikalen gebildet, sich nicht mehr ändern; die letzten Mittel sind das Resultat, welches ich unter die Tabelle der α gesetzt habe.

Aus diesen α, β und b sind nach Formel 8 die zur Bestimmung der Eispunkte notwendigen Positionen der Fixpunkte abgeleitet, welche schon in Tabelle 21 mitgeteilt sind: der Fixpunkt Sermilik r ist hier noch nicht bestimmt, weil er von B (29) aus nicht sichtbar war und deshalb die Richtung β für ihn fehlt; dagegen kann die mitgeteilte Richtung α dorthin als feststehend gelten.

Da die Basis b auf dem Inlandeise selbst lag und die Verschiebungen dieses zu ermitteln sind, geht bei der Bestimmung der Fixpunkte die Zusammenfassung der Beobachtungen aus den Jahren 1892 und 1893, welche durch einen Zeitraum von neun Monaten getrennt sind, strenge genommen nicht an, weil ja die Basispunkte selbst in der Zwischenzeit sich bewegt haben können. Indessen war das Aussehen der Eisoberfläche derart, dass man für das betreffende Gebiet eine verschwindend kleine Bewegung vermuten konnte, wie es auch thatsächlich der Fall war; auch erschien bei der Kleinheit der Richtungsänderungen (Tabelle 23), welche fast alle innerhalb der Beobachtungsfehler liegen, die Zusammenfassung für diesen Zeitraum zulässig. Ich habe sie deshalb beibehalten, weil an diesem Beispiel nur die Methode der Arbeit gezeigt werden soll; bei der späteren Ableitung der Resultate werde ich die Messungen der beiden Jahre durchweg trennen.

Zur Bestimmung der Eispunkte brauche ich nun ausser den von ihnen gemessenen Richtungen noch Näherungswerte ihrer Lage, aus welchen angenäherte Richtungen und Entfernungen nach schon bestimmten Punkten abgeleitet werden können. Ich habe die Näherungswerte aus den zwischen den einzelnen Eispunkten direkt gemessenen Richtungen und Entfernungen nach der vierten Methode abgeleitet und für die hier in Betracht kommenden Punkte die folgenden Werte erhalten. x und y sind die rechtwinkligen Koordinaten in dem schon Seite 185 verwandten System, r die Entfernungen; alle drei Grössen sind in Metern ausgedrückt.

Näherungswerte.

24.				
	Punkt 3	$x_3 = -197,4$	$y_3 = -355,1$	$r_{3,4} = 116,7$
	Punkt 4	$x_4 = -139,4$	$y_4 = 253,8$	$r_{4,5} = 289,6$
	Punkt 5	$x_5 = 0$	$y_5 = 0$	
	Punkt 6	$x_6 = +99,0$	$y_6 = +180,2$	$r_{5,6} = 205,6$
	Punkt 7	$x_7 = +194,1$	$y_7 = +354,3$	$r_{6,7} = 198,4.$

Die Indices der r zeigen an, welche Punkte die betreffenden Entfernungen verbinden. Punkt 5 liegt schon in den Koordinaten fest, da er als Anfangspunkt

zur Bestimmung der Fixpunkte benutzt ist. Da zur Ableitung der Näherungswerte nach Methode 4 ein Ausgangspunkt und eine Ausgangsrichtung gebraucht wird, gehe ich am zweckmässigsten auch hierbei von Punkt 5 aus und wähle zur Ausgangsrichtung die hier schon bestimmte Richtung der x Achse, welche gegen die Fixpunkte festliegt und an die auch die gemessenen Richtungen nach den Punkten 4 und 6 angeschlossen werden. Die Folge ist dann, dass in Punkt 5 die gemessenen Richtungen l und die aus den Näherungswerten berechneten Richtungen a nach den Punkten 4 und 6 zusammenfallen, und dass $l - a$ in beiden Fällen Null wird.

Ich kann nun dazu übergehen, zur Bestimmung der Eispunkte die Gleichungen aufzustellen, welche aus den gemessenen Richtungen folgen, und beginne mit den von Punkt 5 gemessenen. Ich habe für dieselben die folgende Tabelle:

Richtungen von Eispunkt 5.

Richtung nach	Festliegend (a)	Gemessen (l)	$l - a$
Nunatak	0° 0,00′	0° 0,00′	0,00′
Nugsuak	15 52,25	15 53,50	+ 1,25
Ainuk II	67 49,50	67 48,00	− 1,50
Ainuk I	70 50,13	70 48,50	1,63
Sermilik l	89 4,50	89 4,75	+ 0,25
Sermilik r	102 27,54	102 28,00	+ 0,46
Eispunkt 6	—	53 18,50	—
„ 4	—	233 19,50	—

Da Punkt 5 schon in den Koordinaten festliegt, handelt es sich hier nicht um den Unterschied zwischen den aus Näherungswerten berechneten und den gemessenen Richtungen, sondern um den Unterschied zwischen festliegenden und gemessenen Richtungen. Beide folgen unmittelbar aus Tabelle 23, indem das dort mitgeteilte Resultat die festliegenden, und das Mittel aus den beiden ersten Sätzen, die aus dem Jahr 1892 herrühren, die gemessenen Richtungen liefert, welche ich hier brauche.

Der Unterschied zwischen beiden beträgt im Mittel:

$$\frac{\Sigma(l - a)}{6} = -0{,}20, \text{ also } a = l + 0{,}20.$$

Diese Grösse benutze ich, um die beiden gemessenen Richtungen nach den Eispunkten 4 und 6 an die sechs festen Strahlen anzuschliessen und dadurch von der einzelnen Richtung unabhängig zu machen. Ich habe dafür einfach 0,20 zu den beiden entsprechenden Messungen zu addieren und erhalte:

Nunatak : 0° 0′,00
Eispunkt 6: 53° 18′,70
„ 4: 233° 19′,70,

oder, wenn ich die x Achse als Nullrichtung einführe, indem ich mit Hilfe von Formel 1 und den bekannten Koordinaten von Nunatak und Eispunkt 5 das Azimuth der Richtung von 5 nach Nunatak gegen die x Achse berechne und zu obigem Satz addiere:

25.			Gewicht
	Nunatak :	7° 53',59	6
	Eispunkt 6 :	61° 12',29	1
	„ 4 :	241° 13',29	1

Die Richtung nach Nunatak vertritt hier die sechs festen Richtungen nach den Fixpunkten und hat infolgedessen das Gewicht 6, während die beiden Eispunktrichtungen das Gewicht 1 haben.

Für Aufstellung der Gleichungen zur Bestimmung der Punkte 4 und 6, von denen jede gemessene Richtung eine liefert, ist nun alles bereit. Ich entnehme die gemessenen Richtungen l aus Tabelle 25, desgleichen die festliegenden a, die in diesem Falle wegen der Methode der Ableitung der Näherungswerte gleich den gemessenen sind; die Entfernungen r entnehme ich aus Tabelle 24. ϱ ist gleich 3437.7 Minuten. Da ich von dem bestimmten Punkt 5 nach den unbestimmten Punkten 4 und 6 gemessen habe, werden die Fehlergleichungen, die aus diesen Richtungen folgen, nach Formel 5 gebildet. Bei der Gleichung, die aus der Richtung nach Nunatak folgt, fallen die Glieder mit den Verbesserungen ξ und η überhaupt fort, weil sowohl Eispunkt 5 wie Nunatak schon festliegen, also die Verbesserungen Null sind; dafür erhält diese Gleichung das Gewicht 6, weil Nunatak, wie erwähnt, alle sechs Fixpunkte vertritt. Die Indices von ξ, η und der Orientierungsgrösse u bezeichnen den Eispunkt, zu dem sie gehören.

Fehlergleichungen von Eispunkt 5.

	Gewicht
$v_1 = - u_5$	6
$v_2 = - u_5 - 14{,}653\ \xi_6 + 8{,}053\ \eta_6$	1
$v_3 = - u_5 + 10{,}405\ \xi_4 - 5{,}714\ \eta_4$	1

An Stelle dieses Systems kann ich nach der von Dr. L. Krüger[1] angegebene Methode das folgende reduzierte System setzen:

Reduzierte Fehlergleichungen von Eispunkt 5.

26.		Gewicht
	$v_2 = - 14{,}653\ \xi_6 + 8{,}053\ \eta_6$	1
	$v_3 = + 10{,}405\ \xi_4 - 5{,}714\ \eta_4$	1
	$v_4 = - 14{,}653\ \xi_6 + 8{,}053\ \eta_6 + 10{,}405\ \xi_4 - 5{,}714\ \eta_4$	$-\frac{1}{8}$.

[1] Die Europäische Längengradmessung im 52 Grad Breite von Greenwich bis Warschau. I. Heft Hauptdreiecke und Grundlinienanschlüsse von England bis Polen. Veröffentlichung des Königl. Preuss. Geodät. Instituts. Berlin 1893, S. 206 f.

Diese Gleichungen enthalten in den ξ und η Bestimmungsgrössen für die Eispunkte 4 und 6. Weitere werde ich erhalten, wenn ich die Gleichungen aus den auf diesen Punkten selbst gemessenen Richtungen bilde. Ich will die Ableitung der Gleichungen noch für die von Punkt 6 gemessenen Richtungen hier ausführlich angeben.

Aus den Näherungskoordinaten von Eispunkt 6 (Tabelle 24) und den bekannten Koordinaten der i Fixpunkte (Tabelle 21) berechne ich zunächst die Näherungsazimuthe a der Richtungen von 6 nach den Fixpunkten mit Hilfe von Formel 1, und die angenäherten Entfernungen $r_{6,i}$ mit Hilfe der betreffenden a, da

27. $$r_{6,i} = \frac{y_i - y_6}{\sin a_{6,i}}$$

ist. Ich erhalte dann, wenn ich ausserdem die von Punkt 6 gemessenen Richtungen l gleich angenähert in den Koordinaten orientiere, die folgende Tabelle:

Richtungen von Eispunkt 6.

28.

Richtung nach	Berechnet (a)	Gemessen (l)	$l - a$
Nunatak	5°57,89'	5°59,97'	+ 2,08'
Nugsuak	23 34,81	23 35,47	+ 0,66
Ainuk II	75 55,26	75 55,47	+ 0,21
Ainuk I	78 58,44	78 57,47	− 0,97
Sermilik l	97 23,76	97 21,47	− 2,29
Eispunkt 5	241 12,47	241 12,47	0,00
„ 7	61 21,47	61 21,47	0,00

Die angenäherte Orientierung der Messungen ist, wie ersichtlich, so ausgeführt, dass für die Richtungen von Eispunkt 6 nach 5 und 7 die Grösse $l - a$ gleich Null wird, weil das für die spätere Rechnung Vorteile hat.

Aus diesem System (28) erhält man nach Berechnung der $r_{6,i}$ mit Hilfe von Formel 27, und mit dem bekannten Werte von ϱ die folgenden Fehlergleichungen, wobei für die Richtungen von 6 nach Nunatak, Nugsuak, Ainuk II und I, Sermilik l und Punkt 5 die Formel 3 benutzt ist, weil sie von dem unbestimmten Punkt 6 nach bestimmten Punkten gehen, und für die Richtung von Punkt 6 nach 7 die Formel 6, weil sowohl Punkt 6, wie 7 unbestimmt ist:

Fehlergleichungen von Eispunkt 6.

29.
$$\begin{aligned}
+2{,}08 + v_1 &= -u_6 + 0{,}073\,\xi_6 - 0{,}698\,\eta_6\\
+0{,}66 + v_2 &= -u_6 + 0{,}035\,\xi_6 - 0{,}081\,\eta_6\\
+0{,}21 + v_3 &= -u_6 + 0{,}229\,\xi_6 - 0{,}057\,\eta_6\\
-0{,}97 + v_4 &= -u_6 + 0{,}233\,\xi_6 - 0{,}045\,\eta_6\\
-2{,}29 + v_5 &= -u_6 + 0{,}212\,\xi_6 + 0{,}027\,\eta_6\\
v_6 &= -u_6 - 14{,}653\,\xi_6 + 8{,}053\,\eta_6\\
v_7 &= -u_6 + 15{,}207\,(\xi_6 - \xi_7) - 8{,}306\,(\eta_6 - \eta_7).
\end{aligned}$$

Das Gewicht aller sieben Gleichungen ist 1. Bilde ich das reduzierte System, so fallen in den obigen Gleichungen die Konstanten $-u_6$ fort, dagegen tritt zu ihnen als achte Gleichung die folgende mit dem Gewicht $-\frac{1}{7}$ hinzu:

$$\text{29a.} \quad -0{,}31 + v_8 = +1{,}336\,\xi_6 - 15{,}207\,\xi_7 - 1{,}107\,\eta_6 + 8{,}306\,\eta_7.$$

In diesen Fehlergleichungen haben wir in den ξ und η neue Bestimmungsgrössen für die Eispunkte 6 und 7. Ich unterlasse es nun, die weiteren Gleichungen ausführlich abzuleiten, und gebe nur die Resultate in folgenden Systemen von reduzierten Fehlergleichungen, die aus den auf den Eispunkten 3, 4 und 7 gemessenen Richtungen folgen. Die Ableitung derselben erfolgt genau in der gleichen Weise, wie bei Eispunkt 6.

Reduzierte Fehlergleichungen von Eispunkt 3.

		Gewicht
	$+6{,}35 + v_1 = +0{,}036\,\xi_3 - 0{,}080\,\eta_3$	1
	$+3{,}01 + v_2 = +0{,}220\,\xi_3 - 0{,}057\,\eta_3$	1
30.	$+1{,}25 + v_3 = +0{,}224\,\xi_3 - 0{,}047\,\eta_3$	1
	$+v_4 = +25{,}564\,(\xi_3 - \xi_4) - 14{,}635\,(\eta_3 - \eta_4)$	1
	$+10{,}61 + v_5 = +26{,}044\,\xi_3 - 25{,}564\,\xi_4 - 14{,}819\,\eta_3 + 14{,}635\,\eta_4$	$-\frac{1}{4}$.

Reduzierte Fehlerzeichnungen von Eispunkt 4.

		Gewicht
	$+3{,}25 + v_1 = +0{,}036\,\xi_4 - 0{,}080\,\eta_4$	1
	$+1{,}45 + v_2 = +0{,}221\,\xi_4 - 0{,}057\,\eta_4$	1
	$-0{,}70 + v_3 = +0{,}226\,\xi_4 - 0{,}046\,\eta_4$	1
31.	$+0{,}14 + v_4 = +0{,}207\,\xi_4 + 0{,}023\,\eta_4$	1
	$v_5 = +10{,}405\,\xi_4 - 5{,}714\,\eta_4$	1
	$+0{,}12 + v_6 = -25{,}564\,(\xi_4 - \xi_3) + 14{,}635\,(\eta_4 - \eta_3)$	1
	$+4{,}26 + v_7 = -14{,}469\,\xi_4 + 25{,}564\,\xi_3 + 8{,}761\,\eta_4 - 14{,}635\,\eta_3$	$-\frac{1}{6}$.

Reduzierte Fehlergleichungen von Eispunkt 7.

		Gewicht
	$+7{,}80 + v_1 = +0{,}050\,\xi_7 - 0{,}716\,\eta_7$	1
	$+5{,}46 + v_2 = +0{,}035\,\xi_7 - 0{,}081\,\eta_7$	1
	$+3{,}28 + v_3 = +0{,}232\,\xi_7 - 0{,}057\,\eta_7$	1
32.	$+0{,}57 + v_4 = +0{,}245\,\xi_7 - 0{,}045\,\eta_7$	1
	$-1{,}47 + v_5 = +0{,}214\,\xi_7 - 0{,}029\,\eta_7$	1
	$v_6 = -15{,}207\,(\xi_7 - \xi_6) + 8{,}306\,(\eta_7 - \eta_6)$	1
	$+15{,}64 + v_7 = -14{,}431\,\xi_7 + 15{,}207\,\xi_6 + 7{,}438\,\eta_7 - 8{,}306\,\eta_6$	$-\frac{1}{6}$.

Dass die Punkte eine verschiedene Anzahl von Fehlergleichungen geben, liegt daran, dass verschiedene Zahlen von Richtungen gemessen sind; jede Richtung liefert eine Gleichung. Es wurden stets möglichst viele Richtungen gemessen,

doch konnten die Unebenheiten der Eisoberfläche, Nebel oder andere Umstände diesen oder jenen Fixpunkt verdecken.

In den Tabellen 26, 29 + 29a, 30, 31 und 32 liegen nun im ganzen dreissig Fehlergleichungen vor, welche in den acht Unbekannten $\xi_3\,\eta_3$, $\xi_4\,\eta_4$, $\xi_6\,\eta_6$ und $\xi_7\,\eta_7$ Bestimmungsgrössen für die Eispunkte 3, 4, 6 und 7 enthalten. Würde ich weiter gehen und die Gleichungen aus den auf den Eispunkten 2 und 8 gemessenen Richtungen aufstellen, würden auch in diesen noch Glieder mit $\xi_3\,\eta_3$ und $\xi_7\,\eta_7$ vorkommen, da Eispunkt 2 unmittelbar an 3 und Eispunkt 8 an 7 anschliesst, und durch gegenseitige Richtungsmessungen mit diesen verbunden sind. So würden also die Messungen von Eispunkt 2 aus noch die Lage von 3 und damit auch von 4 u. s. w. in geringem Grade mitbestimmen, und ebenso die Messungen von 8 die Lage von 7, 6 u. s. w. Punkt 2 wird aber wieder durch 1, und 8 durch 9 mitbestimmt, und so geht es fort; strenge genommen hängen alle Punkte miteinander zusammen, und die Fehlergleichungen aller Punkte müssten gemeinsam ausgeglichen werden.

Indessen zeigt es sich, dass die Messungen z. B. von Eispunkt 8 aus nur noch in geringem Grade die Lage von Eispunkt 6 beeinflussen; ich kann deshalb die langwierige, gemeinsame Ausgleichung aller Punkte — es giebt deren 57 — vermeiden und das Verfahren vereinfachen.

Es genügt, wenn ich aus den obigen fünf Systemen die genannten acht Verbesserungen ξ und η bestimme und dann in den einzelnen Ästen der Markenreihe derart weitergehe, dass ich z. B. durch Addition von $\xi_6\,\eta_6$ und $\xi_7\,\eta_7$ zu den entsprechenden Näherungswerten den definitiven Wert der Koordinaten für Eispunkt 6, einen zweiten und besseren Näherungswert für 7 bilde, dann, von dem bestimmten Punkt 6 ausgehend, durch gemeinsame Behandlung der von den Punkten 6, 7 und 8 herrührenden Gleichungen für Eispunkt 7 den definitiven Wert, für 8 den zweiten Näherungswert ableite, dann durch Ausgleichung der von 7, 8, 9 gewonnenen Messungen den Punkt 8 definitiv, 9 in zweiter Annäherung bestimme u. s. w., bis der ganze Ast und in gleicher Weise das ganze Markensystem definitiv festgelegt ist. Die gemeinsame Ausgleichung von je drei Punkten genügt, weil der Einfluss durch die ferneren Punkte verschwindend gering ist.

Um in dieser Weise vorzugehen und zunächst die oben genannten acht Unbekannten $\xi\,\eta$ aus den dreissig Fehlergleichungen herzuleiten, bilde ich aus diesen die Normalgleichungen, welche, wie folgt, lauten:

Normalgleichungen.

$$
\begin{array}{rl}
82{,}994 = & \underline{+\,1028{,}640\,\xi_3} - 589{,}439\,\eta_3 - 1078{,}935\,\xi_4 + 615{,}638\,\eta_4 \\
+\,47{,}203 = & \qquad \underline{+\,337{,}773\,\eta_3} + 618{,}253\,\xi_4 - 352{,}771\,\eta_4 \\
+\,75{,}324 = & \qquad\qquad \underline{+\,1311{,}898\,\xi_4} - 746{,}092\,\eta_4 + 19{,}058\,\xi_6 - 10{,}474\,\eta_6 \\
-\,43{,}591 = & \qquad\qquad\qquad \underline{+\,423{,}247\,\eta_4} - 10{,}466\,\xi_6 + 5{,}759\,\eta_6 \\
-\,39{,}919 = & \qquad\qquad\qquad\qquad \underline{+\,826{,}445\,\xi_6} - 452{,}683\,\eta_6 - 423{,}016\,\xi_7 + 232{,}186\,\eta_7 \\
+\,19{,}983 = & \qquad\qquad\qquad\qquad\qquad \underline{+\,248{,}403\,\eta_6} + 230{,}236\,\xi_7 - 126{,}370\,\eta_7 \\
+\,38{,}068 = & \qquad\qquad\qquad\qquad\qquad\qquad \underline{+\,394{,}913\,\xi_7} - 216{,}746\,\eta_7 \\
-\,25{,}274 = & \qquad\qquad\qquad\qquad\qquad\qquad\qquad \underline{+\,119{,}432\,\eta_7}
\end{array}
$$

Wenn ich dieses System in der bekannten Weise auflöse, zeigt sich bei der Rechnung mit sechsstelligen Logarithmen, dass die Koeffizienten der ξ und η

nach der ersten, dritten, fünften und siebenten Elimination fast vollkommen verschwinden: so hat η_3 nach der ersten Elimination den Koeffizienten + 0,008, ξ_4 hat — 0,006 und η_4 — 0,007; nur das absolute Glied hat einen grösseren Betrag, nämlich — 0,355. Der Grund hierfür ist der, dass der Einfluss der fernen Fixpunkte gegenüber dem der nahen Eispunkte gering ist.

Man erkennt das schon in den Fehlergleichungen; bei dem System 29 + 29a, wo die ersten fünf Gleichungen von den Fixpunkten, die nächsten beiden von den anliegenden Eispunkten herrühren, erreicht z. B. in jenen kein Koeffizient von ξ die Grösse 0,3 und von η 0,7, während in diesen der Koeffizient von ξ bis über 15, der von η über 8 steigt. Der Einfluss der Fernpunkte tritt also sichtlich hinter dem der Nahpunkte zurück, und genau dasselbe ist bei den anderen Fehlergleichungssystemen der Fall.

Würden wir die Rechnung auf mehr Dezimalen ausführen, würde der Einfluss der Fernpunkte hervortreten; denn in obigen Gleichungen zeigt er sich bei sechsstelliger Rechnung gerade noch wahrnehmbar, während er bei fünfstelliger schon ganz verschwindet. Wenn aber der Einfluss der Fernpunkte Null wird, bleibt nur der der Nahpunkte zurück, und da von jedem Eispunkt davon nur zwei beobachtet sind, bleiben für die Bestimmung desselben nur die von diesen beiden herrührenden Gleichungen übrig. Eine solche Bestimmung ist aber unmöglich, weil bei der Methode des Rückwärtseinschneidens die Richtungen mindestens nach drei bekannten Punkten erforderlich sind; die Unmöglichkeit kommt bei der Auflösung der Normalgleichungen dadurch zu Tage, dass die Koeffizienten von ξ und η verschwinden, also die Gleichungen sich nicht auflösen lassen.

Soll man nun, um den Einfluss der Fernpunkte beizubehalten, die Rechnung noch genauer als sechsstellig durchführen?

Das Instrument, mit dem ich maass, hatte eine Nonius-Ablesung bis zu einer Minute. Bei der Rechnung würde man also die Zehntel Minuten mitführen, um die ganzen sicher zu haben; weiter zu gehen hat keinen Zweck, weil das nur rechnerische Einzelheiten giebt und die Genauigkeit der Resultate nicht erhöht. Wenn man nun trotzdem in den Fehlergleichungen die absoluten Glieder bis zur Hundertstel Minute rechnet, erhält man in den Normalgleichungen die dritte Dezimale und findet auf diese, die ihrer Natur nach nur eine rechnerische Genauigkeit ausdrückt, bei der Auflösung den Einfluss der Fernpunkte beschränkt. Wenn man, der bei dem Instrument erreichbaren Genauigkeit der Messung entsprechend, bei den Absolutgliedern nur die erste Dezimale mitführt, könnte man die Auflösung der Normalgleichungen fünfstellig vornehmen, würde dann aber kein Resultat erhalten, weil der Einfluss der Fernpunkte gänzlich verschwindet. Die Genauigkeit des Instruments lässt also keine grössere Genauigkeit der Rechnung, als höchstens sechsstellig, zu.

Es entsteht nun die Frage, wie genau das Instrument messen muss, um bei den Verhältnissen des Inlandeises und der Entfernung der Fixpunkte Normalgleichungen von obiger Form und Ausdehnung, aber auflösbar und von wirklich realer Bedeutung zu erhalten. Da die Ausdehnung der Rechnung bis zur Hundertstel

Minute bei dem obigen Beispiel noch genügt, ist ersichtlich, dass die Methode zum erwünschten Ziele führen würde, wenn die Hundertstel Minute auch durch die Genauigkeit der Messung verbürgt ist; die Messung müsste bis auf $\frac{1}{100}' = \frac{6}{10}''$, also rund bis auf eine halbe Sekunde erfolgen.

Derartige Messungen lassen sich auf festen Stationen mit Pfeilern und im Schutz gegen Sonne und Wind ausführen, aber auf dem Inlandeise nicht, weil hier eine so genaue Horizontierung, wie sie Messungen bis auf eine halbe Sekunde verlangen, wegen der Unterlage und des mangelnden Schutzes des Instruments undenkbar ist. Auch ein Instrument mit feinerer Teilung, als das meinige war, würde nicht den gewünschten Erfolg haben, weil die Veränderlichkeit der eisigen Unterlage besonders bei Sonnenschein und schon infolge des Drucks, den das Stativ ausübt, die feinere Messung vereitelt. Messungen bis auf eine halbe Sekunde sind aber bei der Entfernung der Landfixpunkte das mindeste, was erforderlich ist; denn würde man, was strenge genommen notwendig ist, Gewichte einführen und dann die Normalgleichungen bilden, würde der Einfluss der nahen Eispunkte noch mehr überwiegen, weil die Gewichte denselben verstärken müssten. Es zeigt sich also, dass schon bei dem verhältnismässig geringen Abstande vom Eisrande von wenigen Kilometern, die Fixpunkte, welche das Land darbietet, zu fern liegen, um bei der auf dem Inlandeise erreichbaren Genauigkeit der Messung gleichzeitig mit nahe liegenden Eispunkten zur Bestimmung derselben nach der Methode des Rückwärtseinschneidens dienen zu können.

Ich hatte ursprünglich die Vermessung des Inlandeises ausschliesslich nach der Methode 1 geplant; als ich jedoch die Art der Arbeit auf dem Inlandeise kennen lernte und die weite Entfernung der Landfixpunkte, welche zur Verfügung standen, sah, beschloss ich, ausser den Richtungen nach den letzteren und den anschliessenden Eispunkten auch noch direkt die Entfernungen zwischen diesen zu messen und so eine zweite Art der Bestimmung der Positionen gleichzeitig durchzuführen. Es wäre natürlich zweckmässiger gewesen, die Eispunkte so zu wählen, dass sie eine Dreieckskette bildeten, um ihre Positionen durch Triangulation zu bestimmen; indessen musste dieser Weg deswegen hinter dem der direkten Entfernungsmessung zurückstehen, weil die Triangulation bei der häufig starken Zerklüftung der Eisoberflächen nur mit einem bedeutenden Mehraufwande von Zeit durchzuführen gewesen wäre.

So stehen, um den Mängeln zu entgehen, welche bei alleiniger Anwendung von Methode 1, wie soeben entwickelt ist, unvermeidlich sind, zwei Wege zu Gebote: Ich kann erstens nach Methode 3 verfahren und die Positionen der Reihe nach durch gleichzeitige, aber nicht gleichmässige Verwendung der nahen Eispunkte und der fernen Landfixpunkte bestimmen; oder ich kann zweitens nach Methode 4 zunächst nur die direkten Messungen von Richtung und Entfernung zwischen den Eispunkten zur Bestimmung ihrer Positionen verwenden und dann die gemessenen Richtungen nach den fernen Landfixpunkten mit Hilfe von Methode 1 zur Kontrole der erlangten Resultate benutzen.

Beide Arten der Bestimmung sind von mir versucht worden, und beide führen zum Ziel. Indessen leidet die erste daran, dass die Fehler der Fixpunkte, welche trotz denkbar geringer Winkelfehler erhebliche Beträge erreichen, an denjenigen Stellen die Positionen der Eispunkte stark beeinflussen, wo die Richtung zwischen den letzteren annähernd mit den Richtungen nach den Fixpunkten zusammenfällt. Ich unterlasse es, das an einem Beispiel zu zeigen, weil es ja unmittelbar klar ist, dass ein Fixpunktfehler, der aus einem Richtungsfehler entsteht, bei Übertragung der Fixpunktposition auf die Position eines Eispunktes durch eine zweite Richtung mit übertragen wird, und dass er noch verstärkt auftreten muss, wenn auch die zweite Richtung mit einem Fehler behaftet ist. Wenn der Fixpunktfehler an sich schon gross ist, kann die Eispunktposition auf diesem Wege beträchtlich fehlerhaft werden. Wenn die Richtung zwischen den Eispunkten mehr senkrecht zur Richtung nach dem Fixpunkt verläuft, ist der Fehlereinfluss des letzteren geringer; da aber die Fixpunkte fast halbkreisförmig um mein Markensystem liegen, folgt, dass je nach der Richtung zwischen den Eispunkten dieser oder jener Fixpunkt einen schädlichen Einfluss gewinnen kann. Deshalb sind die Resultate nicht gleichmässig sicher.

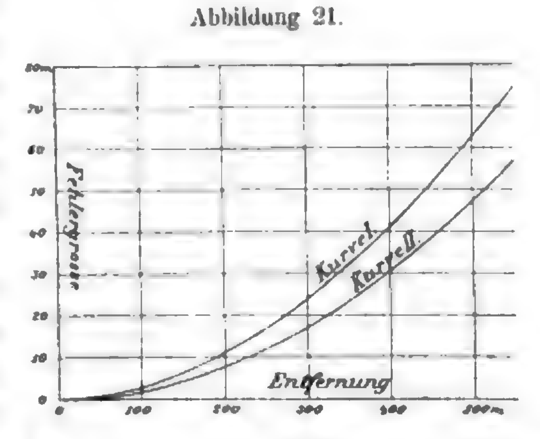
Bei dem zweiten Weg fällt diese Schwierigkeit fort, weil die abgeleiteten Positionen alle gleichmässig auf der direkten Verbindung der Eispunkte unter einander beruhen und die Bestimmungen durch die fernen Fixpunkte nur zur Kontrole benutzt sind. Diese Kontrolen laufen zunächst getrennt neben der direkten Festlegung her, und erst beim Vergleich der Resultate ist zu entscheiden, welche Art der Bestimmung in dem einzelnen Fall den Vorzug verdient. Hier werden die Methoden 1 und 4 neben einander verwandt und somit alle vorhandenen Messungen ausgewertet, ohne dass die ungleiche Entfernung der Land- und Eispunkte stört, wie es bei der gleichzeitigen Verwertung aller Punkte in dem oben durchgeführten Beispiel der Fall war. Für die Beurteilung der durch diese Kombination erzielten Ergebnisse verweise ich auf die Darstellung der Eisbewegungen im nächsten Kapitel.

Welche Fehler bei der Methode 4 allein zu erwarten sind, ist Seite 181 f. entwickelt; ich erwähnte, dass eine fehlerhafte Bestimmung der Richtungen zwischen den Eispunkten nur unwesentlich, eine solche der Entfernungen aber wesentlich in die Positionen der Eispunkte eingehen können. Die Fehler der Entfernungen b aber sind hauptsächlich durch die Winkelfehler bedingt, weil in den Formeln 15 und 19 die kleine Grösse $(z_u - z_o)$ den Haupteinfluss besitzt; die Fehler wachsen dazu sehr schnell mit wachsendem b.

Man darf deshalb die Entfernungen zwischen den Eispunkten nicht zu gross wählen. Um dieses zu zeigen, habe ich die Formeln 19 und 19a für eine Reihe von Fällen, die ich meinen Messungen entnehme, ausgewertet und so die zu erwartenden Fehlergrössen bestimmt; Abbildung 21 giebt das Resultat, indem darin die Kurve 1 den Grössengang der Fehler darstellt, welche bei einmaliger Messung, und Kurve 2 jenen, welcher bei der Mittelbildung aus Hin- und Rückmessung zu erwarten sind.

Man erkennt, wie schnell der Fehler der Entfernung wächst, wenn diese selbst zunimmt, und man wird hieraus auch meine Seite 186 ausgesprochene Ansicht bestätigt finden, dass die Messung einer längeren Basis nach dieser Methode in dem dort behandelten Fall keine Vorteile bringt. Stehen für den Abstand a nur Grössen von 1,5 bis 2 m zur Verfügung, wie es bei der Länge der zu Marken benutzten Bambusstangen und den Unebenheiten der Oberfläche auf dem Inlandeise meistens der Fall war, so darf man nur bis etwa 300 m Entfernung einen mässigen Fehler erwarten; darüber hinaus wird die Bestimmung der Entfernungen und damit der Eispunkt-Positionen zu unsicher sein. Thatsächlich sind von mir auch selten grössere Entfernungen als bis zu 300 m benutzt worden.

Abbildung 21.



Gang der zu erwartenden Fehlergrössen bei den Entfernungsmessungen auf dem Inlandeis.

Mit dieser Beschränkung und unter Anwendung hinreichender Kontrolen kann die Methode jedoch zu sicheren Resultaten führen, wie die Darstellung meiner Messungen im nächsten Kapitel zeigen wird. Ich habe sie, wie erwähnt, auch häufig zur Messung von Basislinien mit Vorteil verwandt. Allerdings benutzte ich hierbei die Messstange von Herrn Dr. Reiss, in welcher die Miren, deren Zenithdistanzen gemessen wurden, etwa 6 m von einander entfernt waren. Diese erheblichere Grösse des Abstandes a verringert naturgemäss die Fehler des Resultats, weil dadurch die Differenz $(z_u - z_o)$ der Zenithdistanzen grösser wird (Formel 15 und 19), und man kann auch weitere Entfernungen messen.

Freilich geht aus den Entwickelungen der allgemeinen Theorie, welche L. Krüger[1] für die Bestimmung von Entfernungen aus kleinen Grundlinien gegeben hat, unbedingt hervor, dass man zu besseren Resultaten gelangt, wenn man die betreffenden Entfernungen durch direkte Längenmessung und nicht mit Hilfe von Winkelmessungen bestimmt. Indessen waren jene auf dem Inlandeise wegen des buckligen und zerklüfteten Charakters der Oberfläche nicht möglich, und auf dem Lande wäre die Mühe erst recht vergeblich gewesen, eine Gegend zur direkten Messung einer Basis von hinreichender Länge zu suchen.

[1] Zeitschrift für Vermessungswesen XXIV, 1895, S. 393—406.

Neuntes Kapitel.

Die Bewegung des Inlandeises.

Im vierten Kapitel habe ich eine allgemeine Charakteristik des Karajak-Gebietes zu geben versucht und hervorgehoben, dass dem äusseren Aussehen nach eine strenge Unterscheidung zwischen dem Inlandeis und seinen Ausläufern nicht zu treffen ist, weil sich die letzteren ohne bestimmten Anfang aus dem ersteren entwickeln und die Formen ineinander übergehen. Das vorliegende und die folgenden Kapitel, die sich mit den Bewegungsverhältnissen beschäftigen, werden nun darthun, dass die Art der Bewegung den Charakter des Inlandeises von dem der Eisströme trennt, und dass somit eine innere Unterscheidung dort vorhanden ist, wo die äussere Abgrenzung fehlt. Die Gründe beider Bewegungen sind freilich die gleichen, und es ist deshalb nach dem Aussehen der Eisoberfläche nicht möglich, anzugeben, wo die eine aufhört und die andere beginnt; verschieden ist nur die Form, in welcher sie in die Erscheinung treten. Wenn ich daher in dem vorliegenden Kapitel die Bewegung des Inlandeises und in den folgenden die der Eisströme darstelle, bleibe ich mir der mangelnden äusseren Abgrenzung zwischen beiden immer bewusst und werde an den zutreffenden Stellen darauf hinweisen; die Gliederung erfolgt nur danach, ob die eine oder die andere Art der Bewegung hier oder dort überwiegt.

Bewegung vor der Nordstufe des Karajak-Nunataks.

Das Markensystem vor der Nordstufe des Karajak-Nunataks besteht aus 57 Punkten, deren Lage auf Karte 2 angegeben ist, und umfasst den ruhigen Inlandeisteil, welcher sich zwischen Aufgangseck und Nordeck an die Stirn des Nunataks anlehnt, sowie die Gegenden, in denen sich die Bewegung der beiden Karajak-Eisströme aus dem gemeinsamen Nährgebiet zu entwickeln beginnt. Es besteht aus drei Markenästen, nach denen ich auch die Darstellung unserer Arbeiten gliedern werde, und ist in der gleichen Form im September 1892 und im Juni 1893, also nach Verlauf von neun Monaten, festgelegt worden.

Der erste Markenast umfasst die Stangen 1 bis 15 und führt aus einem der Spaltenhügel, welche ich Seite 75 erwähnt habe, quer zu der Richtung des Eisrandes auf die Nordstufe zu. Stange 2 steht auf der Höhe des Spaltenhügels, Stange 1 in der Senke, welche diesen von dem darauf nach innen folgenden trennt, und Stange 3 am äusseren Rande des Hügels, wo der ruhige Eishang, der sich zum Lande herabwölbt, beginnt. Der Hügel ist durch breite und klaffende Spalten, deren Richtung auf Karte 2 angegeben ist, in eine dichte Schar paralleler Rücken zerschnitten, welche ihrerseits wieder in eine Folge von Buckeln und Mulden aufgelöst sind. Die Höhe der Buckel ist in der Mitte des Hügels, also bei Stange 2, am grössten und beträgt dort 1,5 bis 2 m; in der Senke bei Stange 1 ist sie geringer, und ebenso am äusseren Rande des Hügels bei Stange 3. Zwischen den Marken 3 und 4 geht der Hügel in einen gleichmässigen Abhang über, welcher nicht mehr klaffende Spalten, aber noch viele enge Risse in der gleichen Richtung enthält und auch die Ausbildung der Blaubandlängsfurchen in grosser Deutlichkeit zeigt. Seine Neigung ist zunächst gering, wird bei Stange 8 stärker und geht allmählich in die steile Wölbung über, mit welcher das Inlandeis bei Stange 14 die Randmoräne und bei Stange 15 die Nordstufe erreicht und, da es dort nur von einer niedrigen Landkante begleitet ist, zu überquellen scheint. Auf diesem Eishange werden mit Annäherung an das Land auch die Buckel niedriger, die Senken flacher, und in der letzten Wölbung hat eine fast völlige Ausebnung der durch Wasserthätigkeit geschaffenen Unebenheiten stattgefunden.

Der zweite Markenast zerfällt in drei Zweige. Der erste davon stellt bei Stange 5 die Verbindung mit dem ersten Markenast her und umfasst die Stangen 5, 29, 28, 27 und 18. Er liegt auf dem ruhigen Eiskeil vor der Stirn des Nunataks und begleitet den Rand der Spaltenhügel, welche jenen an seiner längeren Seite begrenzen. Die Entfernung 5—29 ist grösser, als ich sie sonst zwischen Eispunkten wählte, und wurde deshalb genauer vermessen, weil sie zugleich als Basislinie zur Bestimmung der Landfixpunkte diente. Die Eisoberfläche in diesem Zweig ist so gestaltet, wie bei den Stangen 4 und 5, also dort, wo der erste Markenast den Spaltenhügel verlässt; sie hat den flach buckeligen Charakter, ist von ausgeprägten Blaubandlängsfurchen in lange Beete zerlegt und durch keine klaffenden Spalten, aber zahllose, enge Risse in schräger Querrichtung zu den Blaubändern durchzogen.

Von Stange 18 gehen die beiden anderen Zweige des Markenastes aus, und zwar der zweite (Stange 18 bis 22) in die Spaltenhügel des Nährgebietes der beiden Eisströme hinein, der dritte (Stange 18, 17, 16, 26, 25, 24, 23) über die Stufe, von welcher der Kleine Karajak-Eisstrom abfällt, in dem Abfall des letzteren eine Strecke hinab. Jener verläuft annähernd in der Richtung der breiten Spalten, welche den Hügel, wie bei den Stangen 1 bis 3, in eine Folge von schmalen Rücken auflösen, dieser geht halb quer zu den bogenförmigen Spalten, an denen das Inlandeis zum Kleinen Karajak-Eisstrom in steiler Neigung absetzt. Die Spaltenhügel der Marken 19 bis 22 und 1 bis 3 sind durch eine breite Senke von einander getrennt, welche

auch noch auf dem ruhigen Eiskeil daneben bei Stange 29 erkennbar ist; in ihr sammelt sich ein Bachsystem, welches mit zahlreichen Ästen in der Gegend von Stange 19 entspringt.

Der dritte Markenast besteht aus zwei Zweigen und schliesst ebenfalls bei Stange 5 an den ersten Markenast an. Der erste Zweig umfasst die Marken 5, 30, 31 .... bis 45 und verfolgt die Richtung der Blaubänder, indem er sich weite Strecken auf einem der durch die langen Furchen begrenzten Beete entlang zieht. Da sich das ruhige Eis vor der Nordstufe gegen Aufgangseck hin keilförmig zuspitzt, während die Blaubänder jener Gegend annähernd parallel zum Eisrande gehen, kommt der Markenzweig von dem ruhigen Eise bei Stange 5 bald in immer unebeneres Eis hinein und endet bei Marke 45 auf der Höhe eines Hügels, welcher tiefe und klaffende Spalten besitzt (Tafel 22) und auch in der Querrichtung zu diesen in etwa dreimal mannshohe Buckel aufgelöst ist. Die Vertiefung der Unebenheiten und die Öffnung der Spalten findet in der Richtung dieser Markenreihe allmählich statt.

Bei Stange 45 schliesst der zweite Zweig des Astes an. Stange 46 steht in der Senke, welche den Hügel von dem darauf nach innen folgenden trennt, Stange 47 bis 57 führen in der entgegengesetzten Richtung zum Lande hinab. Dieser Zweig folgt zunächst der Richtung der Spalten bis Stange 48, biegt dann halbquer zu deren Richtung ab, verlässt bei Stange 49 den Spaltenhügel, auf dessen Höhe 45 und 47 stehen, und führt von 50 bis 56 über den mässig geneigten Eishang, in dem der ruhige Eiskeil gegen Aufgangseck ausläuft, zum Rande. Die Richtung 56—57 geht diesem parallel und liegt bei dem obersten Randsee.

1. Horizontalbewegung.

Die Festlegung der Positionen des Markensystems, aus deren Veränderungen die Horizontalbewegung hervorgeht, erfolgte in der Weise, wie es im achten Kapitel ausgeführt ist, also sowohl nach Methode 1, wie nach Methode 4. Aus den dort entwickelten Gründen leite ich die Resultate aus den nach der letzten Methode ausgeführten Messungen ab und benutze die aus der ersten gewonnenen nur zur Kontrole und Aushilfe.

Als Fixpunkte für Methode 1 benutze ich zunächst die fünf, deren Positionen schon Seite 185 angegeben sind; da diese jedoch im Verlaufe der Markenreihe nacheinander verschwanden, war es notwendig, allmählich neue einzuführen, deren Koordinaten von den schon bestimmten Eispunkten aus abgeleitet wurden und dann zur Kontrole der noch nicht bestimmten weiter dienen konnten. Um jeden Zwang zu vermeiden, welcher durch eine gemeinsame Behandlung der vom Eise 1892 und 1893 ausgeführten Bestimmungen der Landfixpunkte dadurch entstehen könnte, dass sich auch die anscheinend ruhigsten Eisgebiete im Verlaufe der neun Monate bewegten, habe ich es vorgezogen, die Bestimmungen beider Jahre durchweg zu trennen und sämtliche Positionen der Landfixpunkte nur aus den Messungen des Jahres

1892 herzuleiten. Dieses geschah auch dort, wo die in beiden Jahren gemessenen Richtungen so geringe Abweichungen zeigen, wie in Tabelle 23, Kapitel VIII; obgleich dadurch ein Mangel an Bewegung angezeigt ist, wurden für die Ableitung der jetzt zur Kontrole benutzten Positionen auch in diesem Fall die Messungen beider Jahre getrennt, so dass die Ableitung der fünf ersten Fixpunkte nur aus den beiden ersten Richtungssätzen der Tabelle 23 erfolgte und die jetzt benutzten Positionen derselben mit den in Tabelle 21 gegebenen nicht identisch sind.

Zur Ableitung der Richtungen und Positionen der Eispunkte nach Methode 4 brauche ich einen Ausgangspunkt, der in den Koordinaten festliegt. Für das Jahr 1892 wähle ich dazu am zweckmässigsten Eispunkt 5 ($x = 0$, $y = 0$), weil sich in ihm die drei Markenäste begegnen, und weil seine Lage zum Lande, also zu den Koordinaten der Landfixpunkte, am einfachsten anzugeben ist.

Für das Jahr 1893 muss ich andere Ausgangspunkte wählen, weil sich Eispunkt 5 selbst bewegt haben kann, und ich den Anschluss an die Messungen des Jahres 1892 am sichersten herstelle, wenn ich dabei Positionen benutze, die zweifellos dieselbe Lage in den Koordinaten haben, wie im Jahr vorher. Solcher giebt es vier, nämlich die der Punkte 14 und 15 einerseits, 56 und 57 andererseits; denn 14 liegt auf der Randmoräne, 15 auf dem Lande selbst und 56 und 57 dicht am Rande des Eises. Die unveränderte Lage ist bei den ersteren selbstverständlich, weil sie mit dem Eise nichts zu thun haben, während sie bei den letzteren aus den Richtungsmessungen nach den Fixpunkten und daraus folgt, dass die Richtung 56—57 gegen die x Achse aus den Richtungen zwischen allen Punkten des dritten Markenastes nach Formel 13 in beiden Jahren genau in der gleichen Grösse folgt, obgleich die vorangehenden Richtungen vielfach von einander abweichen, und obgleich ich 1893 wegen der Verschiebungen in Markenast I die Richtungen nicht wie 1892 direkt an die Basis, sondern an die Richtung 14—15 anschliessen muss.

Ich nehme daher 1893 die übereinstimmend unveränderten Richtungen 14—15 und 56—57 zum Ausgang und schliesse in Punkt 14 die Ableitung der Positionen des ersten, in 56 die des dritten Markenastes an. Da sich beide in Eispunkt 5 treffen, erhalte ich für diesen Punkt 1893 eine doppelte Bestimmung, welche eine gute Übereinstimmung zeigt, was die Richtigkeit der abgeleiteten Positionen bestätigt. Ich bilde dann aus den beiden Werten das Mittel und gehe von diesem zur Bestimmung des zweiten Markenastes 1893 aus. In dieser Weise ist die Beziehung zwischen den Positionen der beiden Jahre, aus welcher die Bewegung folgt, am sichersten hergestellt.

Elemente der Bewegungen. — Die Resultate gebe ich zunächst in tabellarischer Form, um dann Betrachtungen über die durch die Zahlen angezeigten Bewegungen daran zu schliessen. Die Tabellen a und b für jeden Markenast enthalten die Elemente, aus welchen die Positionen folgen, c die Positionen selbst. Aus den beigefügten Differenzen zwischen den Entfernungen, Richtungen und Positionen der beiden Beobachtungszeiten, welche um neun Monate oder 270 Tage von einander getrennt liegen, sind die Bewegungen der Eispunkte nach Richtung und nach Intensität direkt zu ersehen; sie werden aber auch noch näher erörtert werden.

Markenast I.

a) Entfernungen in Metern.

Entfernung zwischen den Punkten	1892	1893	Differenz
1 und 2	280,7	260,6	— 20,1
2 und 3	218,0	173,7	— 44,3
3 und 4	116,7	109,8	— 6,9
4 und 5	289,6	323,5	+ 33,9
5 und 6	205,6	202,3	— 3,3
6 und 7	198,4	191,0	— 7,4
7 und 8	244,4	234,7	— 9,7
8 und 9	200,2	190,9	— 9,3
9 und 10	161,9	164,4	+ 2,5
10 und 11	150,5	149,6	— 0,9
11 und 12	169,3	164,9	— 4,4
12 und 13	142,0	133,7	— 8,3
13 und 14	132,0	159,1	+ 27,1
14 und 15	176,8	166,1	— 10,7

Hieraus folgt:

Mittlere Entfernung 1892	: 191,9
„ „ 1893	: 187,5
Mittlere Differenz zwischen beiden	: — 4,4
Durchschnittlicher mittlerer Fehler einer Entfernung 1892	: + 5,0
„ „ „ „ „ 1893	: + 13,2.

Die durchschnittlichen mittleren Fehler sind aus Vor- und Rückmessung mit Hilfe der Formeln 16 und 17 berechnet. Die Differenzen zwischen den Entfernungen sind im Sinne der Veränderungen mit der Zeit, also 1893 minus 1892 gebildet, so dass + eine Verlängerung, — eine Verkürzung durch die Bewegung in dieser Zeit bedeutet.

b) Richtungen gegen die x Achse.

Richtung der Linien	1892	1893	Differenz
1—2	63° 24',5	68° 16',5	+ 4° 52',0
2—3	60 7,5	66 7,5	+ 6 0,0
3—4	60 11,5	63 23,0	+ 3 11,5
4—5	61 12,5	63 45,0	+ 2 32,5
5—6	61 11,5	62 48,0	+ 1 36,5
6—7	61 20,5	62 27,0	+ 1 6,5
7—8	54 15,5	54 58,0	+ 0 42,5
8—9	54 48,5	54 55,0	+ 0 6,5
9—10	75 57,5	76 14,0	+ 0 16,5
10—11	54 31,0	54 22,0	— 0 9,0
11—12	56 37,5	56 24,0	— 0 13,5
12—13	75 3,0	74 43,0	— 0 20,0
13—14	75 8,0	74 35,0	— 0 33,0
14—15	92 54,0	92 54,0	— 0 0,0

c) Positionen der Eispunkte.[1]

Punkt	x			y		
	1892	1893	Differenz	1892	1893	Differenz
1	— 432	— 337	+ 95	— 795	— 786	+ 9
2	— 306	— 240	+ 66	— 544	— 544	0
3	— 198	— 170	+ 28	— 355	— 385	— 30
4	— 140	— 121	+ 19	— 254	— 287	— 33
5	0	— 23	+ 23	0	+ 4	+ 4
6	+ 99	+ 115	+ 16	+ 180	+ 183	+ 3
7	+ 194	+ 203	+ 9	+ 354	+ 353	— 1
8	+ 337	+ 338	+ 1	+ 553	+ 545	— 8
9	+ 452	+ 448	— 4	+ 716	+ 701	— 15
10	+ 492	+ 487	— 5	+ 873	+ 861	— 12
11	+ 579	+ 574	— 5	+ 996	+ 982	— 14
12	+ 672	+ 665	— 7	+ 1137	+ 1120	— 17
13	+ 709	+ 700	— 9	+ 1275	+ 1249	— 26
14	+ 743	+ 743	0	+ 1402	+ 1402	0
15	+ 734	+ 734	0	+ 1579	+ 1568	— 11

Markenast II.

a) Entfernungen in Metern.

Erster Zweig.

Entfernung zwischen den Punkten	1892	1893	Differenz
18 und 27	304,6	286,5	— 18,1
27 und 28	281,4	304,4	+ 23,0
28 und 29	561,3	544,1	— 17,2
29 und 5	958,0	958,0	0,0

Mittlere Entfernung 1892 . . . 526,3
„ „ 1893 . . . 523,3
Mittlere Differenz zwischen beiden . . . . : — 3,1
Durchschnittlicher mittlerer Fehler einer Entfernung 1892: ± 11,0
„ „ „ „ „ 1893: ± 19,5.

Zweiter Zweig.

Entfernung zwischen den Punkten	1892	1893	Differenz
18 und 19	567,0	571,9	+ 4,9
19 und 20	319,2	274,2	— 45,0
20 und 21	311,3	332,7	+ 21,4
21 und 22	574,9	529,2	— 45,7

[1] Die rechtwinkligen Koordinaten, in welchen die Positionen in Metern angegeben sind, beziehen sich auf das schon mehrfach benutzte System, dessen Anfangspunkt in dem Eispunkt 5 liegt, dessen positive x-Achse mit der Inlandeisbasis (Karte 2) zusammenfällt und nur entgegengesetzt gerichtet ist, und dessen positive y-Achse senkrecht dazu gegen das Land hin verläuft.

Mittlere Entfernung 1892 . . . . : 443,1
„ „ 1893 . . . . : 427,0
Mittlere Differenz zwischen beiden . . . . : — 16,1
Durchschnittlicher mittlerer Fehler einer Entfernung 1892: ± 24,8
„ „ „ „ „ 1893: ± 23,6.

Dritter Zweig.

Entfernung zwischen den Punkten	1892	1893	Differenz
18 und 17	306,5	304,4	— 2,1
17 und 16	131,0	138,5	+ 7,5
16 und 26	144,8	135,5	— 9,3
26 und 25	238,5	247,1	+ 8,6
25 und 24	175,2	180,8	+ 5,6
24 und 23	126,3	130,5	+ 4,2

Mittlere Entfernung 1892 . . . . : 187,1
„ „ 1893 . . . . : 189,5
Mittlere Differenz zwischen beiden . . . . : + 2,4
Durchschnittlicher mittlerer Fehler einer Entfernung 1892: ± 7,1
„ „ „ „ „ 1893: ± 7,6.

b) Richtungen gegen die x Achse.

Richtung der Linien	1892	1893	Differenz
5—29	180° 0′	180° 0′	+ 0° 0′
29—28	146 21	146 42	+ 0 21
28—27	127 51	128 1	+ 0 10
27—18	110 33	110 54	+ 0 21
18—19	217 33	216 54	— 0 39
19—20	227 54,5	228 15	+ 0 20,5
20—21	215 26,5	215 1	— 0 25,5
21—22	225 27,5	226 3	+ 0 35,5
18—17	100 18,5	99 57	— 0 21,5
17—16	92 23,5	91 52,5	— 0 31
16—26	39 27,5	38 30,5	— 0 57
26—25	50 56,5	51 17	+ 0 20,5
25—24	42 46,5	42 39	— 0 7,5
24—23	38 5	37 23	— 0 42

c) Positionen der Eispunkte.

Punkt	x			y		
	1892	1893	Differenz	1892	1893	Differenz
5	0	+ 23	+ 23	0	— 6	— 6
29	— 958	— 935	+ 23	0	— 6	— 6

Punkt	x			y		
	1892	1893	Differenz	1892	1893	Differenz
28	— 1425	— 1390	+ 35	+ 311	+ 293	— 18
27	— 1598	— 1577	+ 22	+ 533	+ 533	± 0
18	— 1705	— 1680	+ 25	+ 818	+ 800	— 18
18	— 1705	— 1680	+ 25	+ 818	+ 800	— 18
19	— 2154	— 2137	+ 17	+ 473	+ 457	— 16
20	— 2368	— 2319	+ 49	+ 236	+ 252	+ 16
21	— 2622	— 2592	+ 30	+ 55	+ 61	+ 6
22	— 3025	— 2959	+ 66	— 354	— 320	+ 34
18	— 1705	— 1680	+ 25	+ 818	+ 800	— 18
17	— 1760	— 1732	+ 28	+ 1120	+ 1100	— 20
16	— 1765	— 1737	+ 28	+ 1251	+ 1238	— 13
26	— 1653	— 1631	+ 22	+ 1343	+ 1323	— 20
25	— 1503	— 1476	+ 27	+ 1528	+ 1516	— 12
24	— 1475	— 1434	+ 41	+ 1647	+ 1638	— 9
23	— 1275	— 1239	+ 36	+ 1725	+ 1717	— 8

Markenast III.

a) Entfernungen in Metern.

Erster Zweig.

Entfernung zwischen den Punkten	1892	1893	Differenz
5 und 30	347,1	343,7	— 3,4
30 und 31	332,8	333,0	+ 0,2
31 und 32	303,3	312,8	+ 9,5
32 und 33	336,2	312,8	— 23,4
33 und 34	327,2	370,0	+ 42,8
34 und 35	319,9	323,5	+ 3,6
35 und 36	269,5	264,3	— 5,2
36 und 37	292,4	303,0	+ 10,6
37 und 38	245,0	221,6	— 23,4
38 und 39	289,6	303,1	+ 13,5
39 und 40	382,7	429,2	+ 46,5
40 und 41	270,5	257,8	— 12,7
41 und 42	319,7	322,2	+ 2,5
42 und 43	302,1	265,9	— 36,2
43 und 44	313,0	294,7	— 18,3
44 und 45	246,2	257,7	+ 11,5
45 und 46	135,0	154,7	+ 19,7

Mittlere Entfernung 1892 . . . . : 296,0
„ „ 1893 . . . . : 298,2
Mittlere Differenz zwischen beiden . . . . : + 2,2
Durchschnittlicher mittlerer Fehler einer Entfernung 1892: + 13,0
„ „ „ „ „ 1893: + 12,1.

Zweiter Zweig.

Entfernung zwischen den Punkten	1892	1893	Differenz
45 und 47	100,6	114,5	+ 13,9
47 und 48	140,6	138,7	— 1,9
48 und 49	132,1	129,3	— 2,8
49 und 50	598,8	608,6	+ 9,8
50 und 51	174,3	169,5	— 4,8
51 und 52	135,7	135,9	+ 0,2
52 und 53	232,4	218,6	— 13,8
53 und 54	230,8	213,9	— 16,9
54 und 55	229,5	228,2	— 1,3
55 und 56	230,3	238,8	+ 8,5
56 und 57	178,0	171,5	— 6,5

Mittlere Entfernung 1892 . . . . : 216,6
„ „ 1893 . . . . : 215,2
Mittlere Differenz zwischen beiden . . . . : — 1,4
Durchschnittlicher mittlerer Fehler einer Entfernung 1892: ± 8,0
„ „ „ „ „ 1893: ± 12,9.

b) Richtungen gegen die x Achse.

Richtung der Linien	1892	1893	Differenz
5—30	—15° 6′	—15° 1′	+0° 5′
30—31	—12 50	—12 47	+0 3
31—32	—12 58	—13 6	—0 8
32—33	—15 32	—15 39	—0 7
33—34	—11 42	—11 52	—0 10
34—35	— 9 19	— 9 53	—0 34
35—36	—10 19	—10 53	—0 34
36—37	—19 59	—20 20	—0 21
37—38	—13 53	—14 52,5	—0 59,5
38—39	—19 13	—19 30	—0 17
39—40	—25 13	—25 32	—0 19
40—41	—20 11	—20 31,5	—0 20,5
41—42	—27 5	—27 11,5	—0 6,5
42—43	—31 9	—31 31,5	—0 22,5
43—44	—26 27	—26 40,5	—0 13,5
44—45	—33 30	—33 23,5	+0 6,5
45—46	— 94 27,5	—86 1,5	+8 26
45—47	+22 30	+27 19,5	+4 49,5
47—48	+15 16,5	+19 9,5	+3 53
48—49	+36 47,5	+42 1,5	+5 14
49—50	+36 51	+38 30,5	+1 39,5
50—51	+ 7 19,5	+ 7 17,5	—0 2
51—52	+22 8	+22 17,5	+0 9,5
52—53	+25 28,5	+25 49	+0 20,5
53—54	+11 24,5	+11 15	—0 9,5
54—55	+ 3 31,5	+ 3 3	—0 28,5
55—56	+ 4 35	+ 4 3,5	—0 31,5
56—57	—47 57	—47 57	+0 0

c) Positionen der Eispunkte.

Punkt	x 1892	x 1893	x Differenz	y 1892	y 1893	y Differenz
5	0	+ 23	+ 23	0	− 15	− 15
30	+ 335	+ 355	+ 20	− 90	− 104	− 14
31	+ 660	+ 680	+ 20	− 164	− 178	− 14
32	+ 955	+ 984	+ 29	− 232	− 249	− 17
33	+ 1279	+ 1286	+ 7	− 322	− 333	− 11
34	+ 1600	+ 1648	+ 48	− 389	− 409	− 20
35	+ 1915	+ 1966	+ 51	− 441	− 465	− 24
36	+ 2180	+ 2226	+ 46	− 489	− 515	− 26
37	+ 2455	+ 2510	+ 55	− 589	− 620	− 31
38	+ 2693	+ 2724	+ 31	− 648	− 677	− 29
39	+ 2966	+ 3010	+ 44	− 743	− 778	− 35
40	+ 3313	+ 3397	+ 84	− 906	− 963	− 57
41	+ 3567	+ 3639	+ 72	− 999	− 1053	− 54
42	+ 3851	+ 3925	+ 74	− 1145	− 1201	− 56
43	+ 4110	+ 4152	+ 42	− 1301	− 1340	− 39
44	+ 4390	+ 4415	+ 25	− 1440	− 1472	− 32
45	+ 4595	+ 4630	+ 35	− 1576	− 1614	− 38
46	+ 4585	+ 4651	+ 66	− 1711	− 1768	− 57
45	+ 4595	+ 4630	+ 35	− 1576	− 1614	− 38
47	+ 4688	+ 4732	+ 44	− 1538	− 1561	− 23
48	+ 4824	+ 4863	+ 39	− 1501	− 1516	− 15
49	+ 4929	+ 4959	+ 30	− 1422	− 1429	− 7
50	+ 5409	+ 5435	+ 26	− 1063	− 1050	+ 13
51	+ 5582	+ 5604	+ 22	− 1040	− 1029	+ 11
52	+ 5707	+ 5729	+ 22	− 989	− 977	+ 12
53	+ 5917	+ 5926	+ 9	− 889	− 882	+ 7
54	+ 6143	+ 6136	− 7	− 844	− 840	+ 4
55	+ 6372	+ 6364	− 8	− 830	− 828	+ 2
56	+ 6602	+ 6602	0	− 811	− 811	0
57	+ 6721	+ 6717	− 4	− 943	− 938	+ 5

Bewegungs-Richtung und -Stärke. — Wir gehen nun dazu über, die Horizontal-Bewegungen der Eispunkte, welche aus den obigen Tabellen folgen, nach ihrer Richtung (α) und Intensität (i) zu diskutieren; beide lassen sich durch die Differenzen dx und dy der Positionen ausdrücken, da

$$\operatorname{tg}\alpha = \frac{dy}{dx} \text{ und } i = \sqrt{dx^2 + dy^2} = \frac{dx}{\cos\alpha} = \frac{dy}{\sin\alpha}$$

ist. i bedeutet darin die Wegstrecke, welche der betreffende Eispunkt in dem ganzen Beobachtungszeitraum durchmessen hat; will ich die tägliche Bewegung erhalten, so habe ich i durch die Anzahl der verflossenen Tage zu dividieren. Im allgemeinen sind die beiden Beobachtungen durch einen Zeitraum von neun Monaten gleich 270 Tagen von einander getrennt; den Abweichungen von diesem Zeitraum

ist bei den Divisionen Rechnung getragen. α ist der Winkel, welchen die Richtung der Bewegung mit der x Achse, also in unserem Falle mit der Inlandeisbasis (Karte 2) bildet.

Für die Beurteilung der Resultate ist es wesentlich, ob die Positionsdifferenzen (dx, dy) aus einer Veränderung der Entfernungen oder der Richtungen im Laufe des Beobachtungszeitraums folgen; im ersteren Fall sind sie unsicher, weil die Differenzen der Entfernungen in allen drei Markenästen innerhalb der durchschnittlichen mittleren Fehler liegen, welche aus den Messungen selbst abgeleitet sind, und ebenfalls innerhalb der Fehlergrössen, welche man bei der angewandten Methode erwarten kann (Abbildung 21, Seite 197). Die Unsicherheit wird sich namentlich dort bemerklich machen, wo die resultierende Richtung der Bewegung jener des Markenastes nahe liegt, weil in diesem Fall die Bewegung auf eine Veränderung der Entfernung hinarbeitet. Wenn die Entfernung mehr senkrecht zu der Bewegungsrichtung verläuft, ist ihr Fehler von geringerem Einfluss, da er mit dem cosinus des betreffenden Winkels multipliziert eingeht und dieser in der Nähe von 90° klein ist.

Sicherer sind immer die Positionsveränderungen, welche aus den Differenzen der Richtungen folgen, weil diese mit solcher Genauigkeit gemessen werden konnten, dass ihre Fehler nur geringe Beträge erreichen, wie unter anderem auch die vollkommene Übereinstimmung der Richtungen 56—57 in den beiden Jahren beweist. Die Richtungsveränderungen sind aber vornehmlich dort in den Positionsdifferenzen bemerkbar, wo die Markenreihe annähernd senkrecht zur Bewegungsrichtung verläuft, weil sich infolge der Ableitung der Richtungen nach Formel 13 (Seite 179) eine einmal vorhandene Differenz in allen folgenden Richtungsunterschieden der beiden Jahre wiederfindet. Haben die Differenzen wirklich in Bewegungsvorgängen ihren Ursprung, tritt bei jeder neuen Richtung eine neue Differenz hinzu; diese steigern sich infolgedessen von Punkt zu Punkt, wie man es bei dem ersten Markenast und dem zweiten Zweige des dritten Markenastes deutlich sieht, wo die Differenzen in erkennbarem Gang wachsend schliesslich einen Betrag von 5° und darüber erreichen. Ist dagegen eine Richtungsdifferenz durch einen zufälligen Messungsfehler bedingt, so findet sie sich nur als Konstante in den folgenden Richtungen wieder und ist daran in ihrem wahren Werte zu erkennen. Wenn die Markenreihe in der Richtung der Bewegung verläuft, treten Richtungsänderungen auf, welche einen weniger bestimmten Gang besitzen und deshalb auf das Resultat von geringerem Einfluss sind.

Nach diesen allgemeinen Bemerkungen beginne ich die Diskussion der Bewegungen mit denen von Markenast I.

Die Differenzen der Entfernungen (Tabelle a, Seite 202) sind hier kleiner, als die durchschnittlichen mittleren Fehler, und deshalb nicht mit Sicherheit als durch Bewegung bedingte Veränderungen zu erkennen. Der Markenast liegt der Richtung der y Achse näher, als der der x Achse (Karte 2); deshalb müssen wir den hauptsächlichen Einfluss der Entfernungsfehler bei den y Differenzen erwarten.

dürfen aber auch kleine x Differenzen nicht als sicher betrachten. Die Richtungsdifferenzen (Tabelle b, Seite 202) zeigen einen bestimmten Gang, indem die Markenreihen von Eispunkt 8 an derart auseinandertreten, dass die Positionen des Jahres 1893 im Sinne einer Bewegung parallel zum Lande auf den Grossen Karajak-Fjord hin gegen die des Jahres 1892 verschoben erscheinen.

Die Positionsdifferenzen (Tabelle c, Seite 203) ergeben eine Verschiebung im Sinne der positiven x und der negativen y Richtung (Karte 2), und zwar die erstere in einem bestimmten Gang, welcher eine vom Lande an in das Eis hinein wachsende Bewegung zum Grossen Karajak anzeigt, wie es schon die Richtungsdifferenzen thaten. Die ersten fünf Punkte, bei welchen Verschiebungen zu erwarten sind, nämlich 13, 12, 11, 10, 9 — Punkt 14 liegt auf der Randmoräne und 15 auf dem Lande selbst, und waren deshalb ohne Bewegung — zeigen freilich in den negativen dx eine Bewegung zum Kleinen Karajak-Fjord, welche erst bei Eispunkt 8 in die entgegengesetzte Richtung übergeht; doch sind die dx der Marken 13 bis 7 so gering, dass sie innerhalb der Fehler liegen, welche aus den Entfernungsmessungen für die Positionen folgen, und wir dürfen deshalb diesen Veränderungen keine wirkliche Bedeutung zuschreiben. Bei Eispunkt 6 erreicht dx eine Grösse, welche kaum mehr auf Messungsfehlern beruhen kann, und bei den folgenden Marken 5 bis 1 ist an ihrem positiven Wert nicht zu zweifeln. Selbst wenn die Position von Eispunkt 1 noch um $\pm$ 10 m fehlerhaft wäre, was bei der Richtung des Markenastes nicht anzunehmen ist, würde der Betrag der täglichen Bewegung, die daraus folgt, sich nicht anders ergeben. Bei den vorhergehenden Stangen könnten die absoluten Beträge im Falle des Vorhandenseins solcher Fehler auch bei der Division durch 270 Tage, also bei der Ableitung der täglichen Bewegung, kleine Verschiebungen in der Grösse erfahren; der Sinn und Gang der Bewegung würde sich jedoch nicht anders ergeben, weil er von den sicheren Richtungsdifferenzen abhängt.

Die y Differenzen des ersten Astes haben keinen bestimmten Gang, sondern eine so unregelmässig wechselnde Grösse, dass dieselbe schwerlich durch Eisbewegung bedingt sein kann. Sie zeigen eine deutliche Parallelität zu den Differenzen der Entfernungen, durch welche sie wegen der Multiplikation mit dem sinus von Winkeln zwischen 60° und 90° mehr beeinflusst sind, als die x Differenzen, in welche die Entfernungen mit dem cosinus der gleichen Winkel multipliziert eingehen. Infolgedessen haben auch die Fehler der Entfernungen auf die y Differenzen einen stärkeren Einfluss und übertreffen bei ihnen den Betrag der Eisverschiebungen, weil sie im Durchschnitt grösser sind, als die mittleren Differenzen der Entfernungen in der Tabelle a (Seite 202).

Indessen sind die y Differenzen überwiegend negativ und, da man nicht annehmen kann, dass sie alle in demselben Sinn fehlerhaft gemessen sind, kann das nur als Beweis einer geringen Verschiebung im Sinne der negativen y Richtung aufgefasst werden. Unter der Annahme, dass sich die Fehler der Entfernungen gegenseitig kompensieren, bilden wir aus den vierzehn daraus abgeleiteten

y Differenzen (Tabelle c, Seite 203) das Mittel und erhalten dafür — 10 m. Diese Grösse giebt nicht den sicheren Betrag, sondern nur einen Anhaltspunkt für die geringe Verschiebung im Sinne der negativen y Achse, an der bei dem überwiegend negativen Charakter der y Differenzen nicht zu zweifeln ist.

Für die Richtung der resultierenden Bewegung können wir keinen numerischen Betrag angeben, weil die einzelnen y Differenzen zu unsicher sind, indessen geht aus dem Gesagten hervor, dass sie von der Richtung der positiven x Achse nur eine geringe Abweichung im Sinne der negativen y Achse besitzt. Auch die Richtung der Blaubänder und die Richtung des Eisrandes am Lande weicht in demselben Sinne ein wenig ab; beide fallen deshalb nahezu, vielleicht vollständig, mit der Richtung der Bewegung zusammen.

Die Intensität der resultierenden Bewegung können wir einfach aus den x Differenzen durch Division mit 270 ableiten, weil eine Mitberücksichtigung der geringen y Differenzen nach der Formel (Seite 207) keine anderen Beträge ergeben würde, wie man aus einem Vergleich der dx mit den in der dritten Kolumne angegebenen Intensitäten i schliessen kann, die durch Kombination des Mittelwertes von $dy = -10$ m mit den entsprechenden dx entstanden sind. Wir geben die Intensitäten in der folgenden Tabelle, soweit sie nach den obigen Ausführungen mit Sicherheit feststehen:

Intensität der Horizontal-Bewegung in Markenast I.

Punkt	dx	$i = \sqrt{dx^2 + dy^2}$	Intensität in 24 Stunden
1	+ 95 m	95,5 m	0,4 m
2	+ 66	66,1	0,2
3	+ 28	29,7	0,1
4	+ 19	21,5	0,1
5	+ 23	25,1	0,1
6	+ 16	18,9	0,1
7	+ 9	13,5	0,0

Wir sehen aus dieser Tabelle, wie die Bewegung aus dem Spaltenhügel von Eispunkt 1 gegen das Land hin allmählich abnimmt und schon bei Stange 7 unmerklich wird; zweifellos werden ganz geringe Beträge auch jenseits Stange 7 noch vorhanden sein, doch sind dieselben aus den angestellten Messungen nicht mehr zu erkennen. Wir können nur aus dem Gange der Differenzen schliessen, dass sie denselben Sinn der Bewegung besitzen, wie vorher.

Im Markenast II, dem wir uns nunmehr zuwenden, sind die durchschnittlichen mittleren Fehler der Entfernungen (Tabelle a, Seite 203 f.) wieder grösser, als ihre mittleren Differenzen im Laufe des Beobachtungszeitraums; wir dürfen also aus diesen keine Aufschlüsse über die Bewegungsvorgänge erwarten. Da alle drei Zweige mit Ausnahme der kurzen Strecken 5—29 und 18—16 keine der beiden Achsenrichtungen bevorzugen, sondern annähernd zwischen beiden verlaufen,

werden die Differenzen beider Koordinaten auch nahezu gleichmässig durch die Entfernungsfehler beeinflusst. Die Richtungsdifferenzen (Tabelle b, Seite 204) zeigen nur in dem zweiten Zweige einen Gang, was damit zusammenhängt, dass die Bewegungsrichtung von der senkrechten Lage zu den Zweigen des zweiten Astes nicht unbeträchtlich entfernt ist.

Was die Positionen betrifft, so zeigt Tabelle c (Seite 204f.), dass die x Differenzen die Grösse, welche sie beim Beginn des Astes in Punkt 5 haben, in dem ersten und dem dritten Zweige nahezu beibehalten, da die geringen Abweichungen davon bei der Grösse der Fehler nicht in Betracht kommen. Wir dürfen also annehmen, dass in dem ganzen Gebiet dieser Zweige eine gleichsinnige und gleichwertige Verschiebung in der Richtung der positiven x Achse herrscht, wie bei Punkt 5, das sind 20 bis 30 m in 9 Monaten, oder 0,1 m in 24 Stunden.

Bei dem zweiten Zweig dagegen zeigt der Gang der x Differenzen sicher, dass die Bewegung von Punkt 18 an in das Eis hinein wächst, wenn auch der Gang nicht so regelmässig ist, wie im ersten Ast, weil die Entfernungen und dementsprechend ihre Fehler grösser sind, als dort.

Wir erhalten hier in derselben Weise, wie beim ersten Ast, die folgende Tabelle:

Intensität der Horizontal-Bewegung in Markenast II.

Punkt	dx	Intensität in 24 Stunden
18	+ 25 m	0,1 m
19	+ 17	0,1
20	+ 49	0,2
21	+ 30	0,1
22	+ 66	0,2

Wir sehen hiernach bei den Marken 19 bis 22 eine gleichsinnige und fast gleichwertige Bewegung, wie beim ersten Ast in dem Spaltenhügel der Eispunkte 1 bis 4. Da der Ausgangspunkt dieses Zweiges (Eispunkt 18) selbst nur eine geringe Bewegung hat, deren Betrag als Anfangskonstante in die folgenden eingeht, können sich die obigen Werte vielleicht in ein oder dem anderen Sinn etwas verschieben, je nachdem sich der Betrag der Bewegung von Marke 18 verschiebt; indessen ist das nicht wahrscheinlich. Sicher ist unter allen Umständen der Sinn der Bewegung, welcher hauptsächlich von den Richtungsdifferenzen abhängt, und somit die Thatsache, dass noch im Hintergrunde des Kleinen Karajak-Fjordes eine zum Grossen Karajak hin gerichtete Bewegung herrscht, wie es schon die im vierten Kapitel besprochenen Spaltenrichtungen vermuten liessen.

Dieses Resultat wird durch Mitberücksichtigung der y Differenzen auch hier im zweiten Ast bei allen drei Zweigen nicht geändert; nur folgt wieder aus dem überwiegend negativen Charakter derselben, von dem nur drei durch Entfernungsfehler sichtlich beeinflusste Differenzen eine Ausnahme machen, dass die resultierende

Bewegung um einen geringen Betrag im Sinne der negativen y Richtung von der positiven x Richtung abweicht, also ebenso wie im ersten Ast verläuft. Die Abweichung herrscht im zweiten und dritten Zweig auch noch dort, wo man schon eine Bewegung im entgegengesetzten Sinn, also zum Kleinen Karajak-Fjord hin, erwarten könnte; doch ist ja auch hier noch eine zum Grossen Karajak hin gerichtete Bewegung vorhanden. Den numerischen Betrag der Bewegung im Sinne der negativen y Richtung geben wir, wie bei dem ersten Ast, nicht an, zumal auch hier die x Differenzen zur Ableitung der Intensität der Gesamtbewegung, wo sie als sicher feststeht, genügen und die Mitberücksichtigung der kleinen y Differenzen den Betrag nicht wesentlich ändert.

Im Markenast III sind die Differenzen zwischen den Entfernungen der beiden Jahre wieder erheblich geringer, als die durchschnittlichen mittleren Fehler einer Entfernung (Tabelle a, Seite 205f.). Der erste Zweig verläuft in der Richtung der Blaubandlängsfurchen, welche nach den bei Markenast I erzielten Resultaten auch annähernd die der Bewegung ist, der zweite zunächst fast senkrecht dazu; die Folge ist, dass die Bewegung in jenem direkt auf eine Veränderung der Entfernungen hinarbeitet, während sie dieselben in diesem wenig beeinflusst; die Entfernungsfehler sind also in ersterem von störender Wirkung, da ihre Grösse die Längendifferenz übertrifft, in letzterem ohne Bedeutung.

Dagegen geben die Richtungsdifferenzen (Tabelle b, Seite 206) von vornherein einen sicheren Anhalt zur Beurteilung der Bewegung, weil sie im zweiten Zweig in starkem Gange zu wachsen beginnen, sobald die Reihe zwischen den Marken 50 und 49 den ruhigen Eiskeil, der am Lande liegt, verlässt und in die Spaltenhügel hineinzieht. Wie im ersten Markenast beruht das Wachstum der Differenzen auf einer mit der Zeit zunehmenden Vergrösserung der Azimuthe gegen die x Achse, bedeutet also wieder eine Bewegung gegen den Grossen Karajak-Fjord hin. Solange die Markenreihe im zweiten Zweig den ruhigen Eiskeil durchquert, zeigen die Richtungsdifferenzen keinen bestimmten Gang; auch in dem langen ersten Zweig sind sie unbeständig, weil dieser in der Richtung der Bewegung verläuft. Weil aber der Gang in dem Spaltenhügel bei der Vereinigungsstelle der beiden Zweige (Marke 45) sehr ausgeprägt ist, so sind auch Schlüsse auf die Verschiebung der Zweige, welche dort enden, ermöglicht.

In der Tabelle der Positionen (c, Seite 207) haben die x Differenzen fast alle das positive Vorzeichen, was die auch bei den anderen Ästen konstatierte Bewegung im Sinne der positiven x Richtung bedeutet.

Auch ihren Betrag darf man im ganzen als sicher ansehen, weil sich die x Bewegung des Punktes 5 aus dem dritten Ast in genau derselben Grösse ergiebt, wie aus dem ersten, wo der Ausgangspunkt der Ableitung dem Punkt 5 näher liegt. Die x Differenzen zeigen ausserdem ein Wachstum der Bewegung sowohl von Punkt 5, wie von Punkt 56 gegen Punkt 45 hin, und auch dieses entspricht den Thatsachen, weil es beide Zweige bekunden und weil es in dem zweiten Zweig vornehmlich aus dem Gange der Richtungsdifferenzen folgt. Die Unstätigkeiten dieses Wachstums

aber, welche der erste Zweig angiebt, werden auf Entfernungsfehlern beruhen, weil die x Differenzen hier eine deutliche Parallelität zu den Entfernungen zeigen, und diese also samt ihren Fehlern hauptsächlich ihre Grösse bestimmen.

Die y Differenz am Ende des dritten Astes bei Eispunkt 5 ergiebt sich aus dem dritten Ast etwas anders, als aus dem ersten; hier waren es + 4, jetzt sind es — 15 m. Der Unterschied ist zweifellos durch Entfernungsfehler entstanden, welche sowohl in die y Koordinaten des ersten, wie des dritten Astes bedeutungsvoll eingehen. Die vorhandene Differenz von 19 m ist deshalb bei der Weite der Übertragung nicht gross. Wir haben die beiden Resultate zum Anschluss des zweiten Astes in Punkt 5 einfach gemittelt.

Da die y Differenzen im ersten Zweig des dritten Astes ausserdem einen unregelmässigen Gang zeigen, welcher wie bei den x Differenzen zweifellos auf Entfernungsfehlern beruht, so können wir auch hier nur ihren überwiegend negativen Charakter als sicher betrachten. Der numerische Betrag scheint in dem Spaltenhügel der Marke 45 grösser zu sein, als in dem der Marken 1 bis 4 und 19 bis 22; doch darf man das bei der Grösse der Entfernungsfehler ebenso wenig als sicher ansehen, wie den positiven Charakter in der Nähe des Landes bei Marke 50 bis 57, wo die Beträge so gering sind, dass sie innerhalb des Einflusses der Entfernungsfehler liegen. Der überwiegend negative Charakter der y Differenzen zeigt ähnliche Abweichungen der Bewegungsrichtung von der der positiven x Achse an, wie wir sie schon bei den anderen Markenästen kennen gelernt haben.

Wir benutzen, wie bei den anderen Ästen, zur Ableitung der Bewegungs-Intensität nur die x Differenzen und erhalten die folgende Tabelle. Eine Mitberücksichtigung der y Differenzen könnte in diesem Aste bei den teilweise nicht unerheblichen Beträgen die Resultate ein wenig in ihrem numerischen Wert, aber nicht in ihrem Sinne, verändern; deshalb lassen wir sie fort und halten nur daran fest, dass die Bewegung von der positiven x Achse ein wenig im Sinne der negativen y Richtung abweicht.

Intensität der Horizontal-Bewegung in Markenast III.

Punkt	dx	Bewegungsintensität in 24 Stunden
5	+ 23 m	0,1 m
30	+ 20	0,1
31	+ 20	0,1
32	+ 29	0,1
33	+ 7	0,0
34	+ 48	0,2
35	+ 51	0,2
36	+ 46	0,2
37	+ 55	0,2
38	+ 31	0,1
39	+ 44	0,2
40	+ 84	0,3

Punkt	dx	Bewegungsintensität in 24 Stunden
41	+ 72 m	0,3 m
42	+ 74	0,3
43	+ 42	0,2
44	+ 25	0,1
45	+ 35	0,1
46	+ 66	0,2
45	+ 35	0,1
47	+ 44	0,2
48	+ 39	0,1
49	+ 30	0,1
50	+ 26	0,1
51	+ 22	0,1
52	+ 22	0,1
53	+ 9	0,0

Wir sehen aus dieser Tabelle, dass die Bewegung in der Nähe des Landes unkenntlich wird, wie es auch im ersten Ast der Fall war; denn die Beträge bei den Stangen 53 bis 57 sind so gering, dass sie für die Ableitung der täglichen Bewegung nicht mehr in Betracht kommen. Von diesen unmerklich bewegten Gebieten und auch von denen um Stange 5, welche alle dem ruhigen Eiskeil vor der Nordstufe des Karajak-Nunataks angehören, wächst die Bewegung in den Spaltenhügel der Marken 39 bis 49 hinein und erreicht dort Werte von 0,3 m am Tage; die Art des Wachstums hatten wir als unsicher geschildert, aber die Zunahme selbst ist erkennbar. Da der erreichte Betrag dem entspricht, welchen wir für die Spaltenhügel bei den Stangen 1 bis 4 und 19 bis 22 gefunden hatten, so ist eine Zunahme der Bewegung innerhalb meines Markensystems gegen den Grossen Karajak hin nicht erkennbar; jedoch nähert sich die stärkere Bewegung in der Richtung dorthin mehr dem Lande, wie es der Zuspitzung des ruhigen Eiskeils und der Annäherung der Spaltenhügel an das Land in der gleichen Richtung entspricht. Der Spaltenhügel um Marke 45 ist nur 1,5 Kilometer, der um Marke 2 über 3 Kilometer und der um Marke 20 über 4 Kilometer vom Lande entfernt.

Kontrole durch die Landfixpunkte. — Die Ergebnisse sind bisher allein aus den nach der vierten Methode (Kapitel VIII) angestellten Messungen abgeleitet worden. Wie erwähnt ist, sind auf sämtlichen Eispunkten auch die Richtungen nach Fixpunkten auf dem Lande gemessen, welche ihrerseits eine zweite Bestimmung der Eispunkte nach der ersten Methode des VIII. Kapitels ergeben. Es empfahl sich nicht, die beiden Methoden zur Ableitung der Resultate miteinander zu verbinden, weil die Entfernungen von einem zu bestimmenden Eispunkt nach den anliegenden Eispunkten und nach den Landfixpunkten zu ungleich sind, doch lässt sich eine Ableitung der Positionen aus den Richtungen nach den letzteren allein sehr gut durchführen und dient als wertvolle Kontrole für die bisher erzielten Resultate.

Ich habe deshalb die Bestimmung nach der ersten Methode für eine grosse Reihe von Eispunkten durchgeführt und dabei gefunden, dass die aus der vierten abgeleiteten und oben mitgeteilten Resultate sich nicht ändern. Ich unterlasse es, die sämtlichen Kontrolrechnungen mitzuteilen, und gebe die Bestimmung aus den Landfixpunkten nur für einige besonders wichtige Punkte, um die Übereinstimmung der beiden Methoden zu zeigen; besonders wichtig sind natürlich die End- und Kreuzungspunkte der Markenäste und Zweige.

Als **Landfixpunkte** sind zunächst die schon mehrfach erwähnten fünf benutzt worden, deren Koordinaten von der Inlandeisbasis selbst festgelegt wurden, also Nunatak, Nugsuak, Ainuk II und I, Sermilik *l*. Der erste war ein auffälliger Punkt auf dem Stirnspitzenmassiv (Karte 2), der zweite ist die hohe Kuppe unmittelbar rechts von der Mündung des Elven (Karte 1), der dritte und vierte sind die scharfen Gipfel des hohen Ainuk (Karte 2), der fünfte eine auffällige Felskante am linken Ufer des Sermilik-Fjordes; Nugsuak liegt am weitesten entfernt. Im Verlaufe der Markenreihe verschwanden diese Punkte nun der Reihe nach aus dem Gesichtskreis, und andere traten an ihre Stelle. Die Festlegung dieser letzteren wurde dadurch bewirkt, dass zwei benachbarte Eispunkte, von welchen die ersten fünf noch sichtbar waren, als Endpunkte einer neuen Basis dienten, um solche Punkte zu bestimmen, welche geeignete Verwertung im weiteren Verlaufe der Markenreihe erwarten liessen. Bei manchem Punkt täuschte natürlich die Erwartung, weil er weiterhin nicht wieder zu erkennen war oder hinter anderen Felszügen verschwand; indessen ist es doch gelungen, im Anschluss an die ersten fünf Fixpunkte neue bis zu den verschiedenen Enden der Markenreihe zu erhalten.

Die zur Kontrole benutzten Positionen der Fixpunkte sind alle nur aus den Messungen des Jahres 1892 abgeleitet worden, um für 1893 jeden Zwang zu vermeiden. Diejenigen, welche einmal bestimmt waren, konnten dann nachher sowohl für die weiteren Punkte 1892, wie für alle Punkte 1893, von denen sie sichtbar waren, zu Kontrolmessungen dienen. Für die unten mitgeteilten Bestimmungen aus Fixpunktrichtungen kommen die folgenden Positionen in Betracht, welche sich auf dieselben Koordinaten, wie die der Eispunkte, beziehen.

Positionen der Landfixpunkte.

Landfixpunkt	x	y
1. Nunatak	+ 4985 m	+ 690 m
2. Nugsuak	+ 34415	+ 15161
3. Ainuk II	+ 3650	+ 14303
4. Ainuk I	+ 2881	+ 14407
5. Sermilik *l*	— 1957	+ 16023
6. Sermilik *r*	— 6112	+ 16479
7. Nunatak *Sp.*	+ 4757	+ 520
8. Nunatak-Kulm I	+ 8655	— 114
9. — II	+ 8680	— 81

Landfixpunkt	x	y
10. Rentier-Nunatak	+ 14130 m	— 12920 m
11. Spitze am Kleinen Karajak-Fjord	+ 10675	+ 5796
12. Alte Moräne I	+ 6515	— 400
13. — II	+ 6867	— 700
14. — III	+ 6835	— 595

Die Lage der fünf ersten Punkte ist schon beschrieben. Sermilik *r* liegt am rechten Ufer des Sermilik-Fjordes über dem Absturz des Eisstroms; Nunatak *Sp.* liegt auf dem Stirnspitzenmassiv des Karajak-Nunataks nicht weit von dem ersten Punkt Nunatak; Nunatak-Kulm I und II liegen auf dem Ausläufer des Kulmmassivs gegen das Inlandeis; Rentier-Nunatak ist die Kuppe eines der beiden Teile des Rentier-Nunataks. Alte Moräne I, II und III liegen gegenüber dem Endpunkt der Markenreihe bei den Stangen 56 und 57, und die Spitze am Kleinen Karajak-Fjord liegt auf dem vierten Massiv der Alangorsuak-Halbinsel (Karte 2).

Die Bestimmung von Fixpunkt 1 bis 5 erfolgte von der Inlandeisbasis aus, also mit Hilfe der Richtungen von den Eispunkten 5 und 29; Fixpunkt 6 wurde von den Eispunkten 5 und 14 aus bestimmt; zur Bestimmung von Fixpunkt 7 bis 11 dienten die Richtungen von den Eispunkten 38 und 39, und zu der von Fixpunkt 12 bis 14 jene von den Eispunkten 56 und 57 aus dem Jahr 1892.

Um die jetzige Verwendung der Fixpunkte zu zeigen, will ich ein Beispiel durchführen:

Eispunkt 1, 1892, hat nach Methode 4 (Tabelle c, Seite 203) die folgende Position:

$$x = -432; \; y = -795.$$

Ausserdem ist nach Tabelle b, Seite 202, das Azimuth der Richtung zwischen den Eispunkten 1 und 2 gegen die x Achse 63° 24,5′.

Ich benutze die obige Position zunächst für die Ableitung nach Methode 1 als Näherungswert und bilde aus ihr und den betreffenden Fixpunktkoordinaten, die ich der obigen Tabelle entnehme, nach Formel 1, Seite 173 die berechneten Azimuthe a der Fixpunktrichtungen gegen die x Achse; die beobachteten l orientiere ich in dem Koordinatensystem vorläufig mit Hilfe der soeben angegebenen Richtung von Eispunkt 1 nach 2. So erhalte ich, da von 1 nur drei Fixpunkte beobachtet werden konnten, die folgende Zusammenstellung:

Richtung nach	Berechnet a	Beobachtet l	$l - a$
Nugsuak	24°36,2′	24°37,1′	+ 0,9′
Ainuk II	74 52,3	74 57,1	+ 4,8
Ainuk I	77 42,3	77 45,6	+ 3,3

Nun werden die Entfernungen nach den Fixpunkten mit Hilfe der Formel 27 berechnet und aus diesen, den a der obigen Tabelle und $\varrho = 3437{,}7'$ die Koeffizienten von ξ und η bestimmt. Ich erhalte dann die Fehlergleichungen nach Formel 3 in der folgenden Form:

	Gewicht
$+0{,}9 + v_1 = -u + 0{,}04\,\xi - 0{,}08\,\eta$	1
$+4{,}8 + v_2 = -u + 0{,}21\,\xi - 0{,}06\,\eta$	1
$+3{,}3 + v_3 = -u + 0{,}22\,\xi - 0{,}05\,\eta$	1.

Hieraus ergiebt sich das reduzierte System:

	Gewicht
$+0{,}9 + v_1 = +0{,}04\,\xi - 0{,}08\,\eta$	1
$+4{,}8 + v_2 = +0{,}21\,\xi - 0{,}06\,\eta$	1
$+3{,}3 + v_3 = +0{,}22\,\xi - 0{,}05\,\eta$	1
$+9{,}0 + v_4 = +0{,}47\,\xi - 0{,}19\,\eta$	$-\frac{1}{3}$.

Die Normalgleichungen lauten dann:

$$+0{,}37 = +0{,}02\,\xi + 0{,}01\,\eta$$
$$+0{,}04 = +0{,}01\,\xi + 0{,}00\,\eta.$$

So folgt: $\xi = +4{,}0$ m; $\eta = +29{,}0$ m.

Aus dem unreduzierten System direkt würde man als Normalgleichung für u erhalten:

$$-9{,}0 = 3u - 0{,}47\,\xi + 0{,}19\,\eta$$

und hieraus mit Hilfe der obigen Werte von ξ und η

$$u = -4{,}21'.$$

Indem ich ξ, η und u in die unreduzierten Fehlergleichungen einführe, erhalte ich die Fehler v_1, v_2, v_3 und daraus den mittleren Fehler des Resultats:

$$m_R = \pm \sqrt{\frac{v_1^2 + v_2^2 + v_3^2}{3 \cdot 2}} = \pm 0{,}8.$$

ξ und η sind die Verbesserungen, welche an den benutzten Näherungswerten anzubringen sind, um die Positionen zu erhalten, welche aus den Fixpunktrichtungen folgen; sie geben also in diesem Falle direkt die Unterschiede zwischen den Positionsbestimmungen nach den beiden angewandten Methoden, da ich die aus der einen abgeleiteten Koordinaten als Näherungswerte für die andere benutzte. u ist die Verbesserung der Orientierung, m_R der mittlere Fehler, welcher aus den Abweichungen der einzelnen Fixpunktrichtungen unter einander folgt. Beide sind, wie die Zahlen lehren, nur klein.

In einem anderen Falle, bei Eispunkt 5, 1893, hatte ich zur Probe als Näherungswert nicht den definitiven Wert der anderen Methode, sondern eine Grösse genommen, welche ich aus einer vorläufigen Rechnung erhalten hatte. Ich benutzte

sonach nicht $x = +23$, $y = +4$ (Tabelle c, Seite 203), sondern $x = +35$, $y = -3$; ebenso nahm ich zur vorläufigen Orientierung nicht die Richtung 62° 48′ (Tabelle b, Seite 202), sondern 63° 19′, wie es der vorläufigen Rechnung entsprach. Ich erhielt auf diese Weise $\xi = -20{,}5$, $\eta = +2{,}3$, $u = -30{,}13$, welche, als Verbesserungen an die benutzten Näherungswerte angebracht, Positionen ergeben, die mit den aus Methode 4 abgeleiteten nahezu übereinstimmen; besonders die definitive Orientierung gestaltet sich in beiden Fällen fast ganz gleich.

In dieser Weise habe ich nun aus den Fixpunktrichtungen unter anderen die folgenden Eispunktpositionen erhalten, wobei als Näherungswerte teils die aus Methode 4 abgeleiteten Positionen, teils, wie in dem letzterwähnten Falle, vorläufig erhaltene Werte benutzt sind. Das Koordinatensystem ist das immer benutzte:

Kontrole der Eispunktpositionen durch die Richtungen nach den Landfixpunkten.

Eis-punkt	x			y			Mittlerer Fehler		Benutzte Landfixpunkte
	1892	1893	Differenz	1892	1893	Differenz	1892	1893	
1	— 428	— 320	+ 108	— 766	— 808	— 42	± 0,8	± 0,3	Nugsuak, Ainuk II und I.
5	0	+ 14	+ 14	0	— 1	— 1	—	± 0,8	Nunatak, Nugsuak, Ainuk II und I, Sermilik *l*.
14	+ 735	+ 734	— 1	+ 1405	+ 1410	+ 5	± 1,1	± 1,7	Nunatak, Nugsuak, Ainuk II und I, Sermilik *l*.
18	— 1704	— 1708	— 4	+ 821	+ 779	— 42	± 0,5	± 1,0	Nugsuak, Ainuk II und I, Sermilik *l*, Sermilik *r*.
22	— 2973	— 2944	+ 29	— 351	— 305	+ 46	± 2,1	± 2,1	Nunatak, Nugsuak, Ainuk II und I, Sermilik *l* und *r*.
23	— 1281	— 1262	+ 19	+ 1700	+ 1691	— 9	± 0,8	± 0,8	Nugsuak, Ainuk II und I, Sermilik *l* und *r*.
41	+ 3561	+ 3619	+ 58	— 996	— 1018	— 22	± 1,2	± 1,6	Nugsuak, Ainuk II und I, Nunatak *Sp.*, Nunatak-Kulm I, Rentier-Nunatak.
45	+ 4567	+ 4637	+ 70	— 1558	— 1599	— 41	± 3,4	± 5,7	Nugsuak, Nunatak *Sp.*, Nunatak-Kulm II, Rentier-Nunatak, Spitze am Kl. Karajak-Fjord.
56	+ 6602	+ 6604	+ 2	— 811	— 810	+ 1	—	± 0,2	Alte Moräne I, II, III.

Wenn wir diese Tabelle mit den früheren Ergebnissen vergleichen, zeigt sich, dass die Richtungen nach den Fixpunkten die nach der vierten Methode abgeleiteten Resultate bestätigen. Der numerische Betrag einzelner Bewegungen kommt freilich etwas anders heraus, was bei dem Einfluss, welchen die Fehler der Entfernungen auf der einen, die der Fixpunktpositionen auf der anderen Seite besitzen, nicht wunderbar ist; aber der Sinn der Bewegung ist überall derselbe geblieben und darf nach dieser Kontrole als sicher angesehen werden.

Bemerkenswert ist vor allem, dass die Positionen der beiden Punkte, von welchen meine Ableitungen nach der vierten Methode für 1893 ausgehen, nämlich von Eispunkt 14 und 56, in beiden Jahren aus den Landfixpunkten in guter Übereinstimmung folgen. Ihre unveränderte Lage war schon durch andere Gründe bewiesen, wie ich erwähnte; hier wird sie, von unerheblichen Abweichungen abgesehen, bestätigt. Da für die anderen beiden Punkte, die ich in Verbindung mit letzteren zum Ausgang der Ableitung benutzte, nämlich Punkt 15 und 57, die unveränderte Lage 1893 auch sicher ist, weil Punkt 15 auf dem Lande selbst und 57, ebenso wie 56, dicht am Rande liegen, so können die Positionsdifferenzen, welche die Tabellen c, Seite 203 und 207, für Punkt 15 und 57 zeigen, nur auf Entfernungsfehlern beruhen; die Richtungen 14—15 und 56—57, auf welche es für den Anschluss der Markenäste ankommt, liegen zweifellos fest.

Die Kontrole für Markenast I ist in der obigen Tabelle ausser 14 durch die Positionen der Eispunkte 1 und 5 gegeben, wobei Punkt 5 im Jahr 1892, ebenso wie auch Punkt 56, zur Ableitung der Fixpunktpositionen benutzt und nicht umgekehrt aus diesen abgeleitet ist, so dass ein mittlerer Fehler dieser beiden Positionen nicht angegeben werden kann. Beide Punkte, 1 und 5, zeigen auch nach der obigen Tabelle eine Bewegung im Sinne der positiven x und der negativen y Richtung: erstere fast in dem gleichen Betrag, wie in Tabelle c (Seite 203), letztere, welche dort nur in Verbindung mit den anderen Punkten des Astes erschlossen werden konnte, hier ausgeprägt und bei Punkt 5 nicht unwesentlich stark. Den numerischen Betrag der y Differenzen werden wir auch hier nicht als absolut sicher ansehen, weil er durch Fixpunktfehler beeinflusst sein kann, aber der Sinn der Bewegung steht in beiden Fällen gleichmässig fest.

Beim Markenast II erwähnte ich, dass ein Fehler der Position von Punkt 18 sich bei den Punkten des zweiten Zweiges wiederfinden müsste; das gleiche ist beim dritten Zweig der Fall. Die Kontrole durch die Fixpunkte scheint zu zeigen, dass ein solcher vorhanden ist, weil die x Bewegung von Punkt 18 hiernach verschwindet. Wenn man dieses Ergebnis in Tabelle c (Seite 204f.) auf den zweiten und dritten Zweig überträgt, würde eine x Bewegung in diesem kaum mehr erkennbar bleiben und in jenem sich als geringer erweisen, wie vorher gefunden. Da dieselbe indessen in der obigen Tabelle bei Eispunkt 23 wieder unabhängig von Eispunkt 18 hervortritt und in Tabelle c (Seite 204f.) auch abhängig von Punkt 18 noch in geringem Betrag bestehen würde, selbst wenn sie bei Punkt 18 verschwindet, darf man auch nach der Kontrole durch die Fixpunkte annehmen, dass im dritten Zweig eine geringe Bewegung zum Grossen Karajak-Fjord hin herrscht. Im zweiten Zweig ist sie wegen des Ganges der Richtungsdifferenzen sicher bewiesen, wenn auch vielleicht etwas geringer, als Seite 211 angegeben ist, wie dort schon erwähnt wurde; im ersten Zweig ist sie gering, steht aber wegen des Anschlusses an Punkt 5 fest, weil für diesen der Gang des ersten Astes beweisend ist.

Die y Differenzen geben kein anderes Resultat, als die der Tabelle c, Seite 204f., und können deshalb das dort gewonnene Ergebnis bestätigen, dass die Bewegung im zweiten Markenast von der positiven x Richtung ein wenig im Sinne der negativen y Richtung abweicht. Dieses ist für den zweiten Zweig sicher, für den ersten und dritten wahrscheinlich.

Im dritten Ast zeigt die obige Tabelle und die Tabelle c, Seite 207, Unterschiede, welche sich durch Entfernungsfehler erklären; besonders die Verstärkung der x Differenz bei Punkt 45 in ersterer kommt daher, dass die Differenz in letzterer aus dem früher angegebenen Grunde fehlerhaft ist; ebenso ist es mit der Verminderung der y Differenz bei Punkt 41. Übrigens sind die Unterschiede ohne Bedeutung, und die aus Tabelle c, Seite 207, abgeleitete Bewegung in der positiven x Richtung mit einer Abweichung im Sinne der negativen y Achse wird durch die Richtungen nach den Landfixpunkten für den dritten Markenast vollkommen bestätigt.

Ergebnisse. — Blicken wir zum Schluss dieses Abschnitts auf die Methoden und die Resultate unserer Messungen über die Horizontalbewegung des Inlandeises zurück, so ist zu bemerken, dass trotz einzelner Mängel, die den Methoden anhaften, und trotz gewisser Fehlerquellen, die bei Messungen auf dem Inlandeise nicht zu vermeiden sind, die Ergebnisse sich mit Sicherheit feststellen lassen, weil die grosse Zahl der bestimmten Punkte gegenseitige Kontrolen gewährt und das Wahre von dem Falschen unterscheiden lässt. Die Ergebnisse lassen sich dahin zusammenfassen, dass auf dem Teil des Inlandeises, welcher gegen die Nordstufe und das Kernplateau des Karajak-Nunataks vordringt, eine Bewegung herrscht, deren Richtung durch das Land abgelenkt und bestimmt wird; sie geht dem Rande des Eises nahezu parallel und bildet die Anfänge für die Bewegung des grossen Eisstroms, der sich weiter unterhalb aus diesem Eisgebiet entwickelt (Karte 2).

Die Intensität der Bewegung ist am Lande so gering, dass sie nicht mehr erkennbar ist; erst mit Annäherung an die ersten Spaltenhügel zeigen sich messbare Beträge, die in diesen selbst, also in 1,5 bis 4 Kilometer Abstand vom Lande, die Grösse von 0,3 bis 0,4 m in 24 Stunden erreichen. Die Abstufungen derselben sind in den Tabellen angegeben worden. Eine Zunahme der Intensität gegen den Grossen Karajak-Fjord hin ist im Verlaufe des besprochenen Markensystems nicht nachweisbar; doch nähert sich die erkennbare Intensität in dieser Richtung dem Rande des Eises, da messbare Beträge beim dritten Markenast schon in 1 Kilometer Abstand vom Lande, weiter oberhalb erst in 2 bis 3 Kilometer Entfernung beginnen. Auch im Hintergrunde des Kleinen Karajak-Fjordes herrscht noch eine geringe, gleichgerichtete Bewegung, wie der zweite Zweig des zweiten Markenastes zeigt, während dort, wo Spaltenrichtungen und Neigungsverhältnisse der Oberfläche beim dritten Zweig ein Herabbrechen des Eises zum Kleinen Karajak-Fjord anzeigen, eine Bewegung zum Grossen Karajak-Fjord wohl auch noch wahrscheinlich ist, aber wegen ihrer geringen Beträge nicht mehr mit derselben Sicherheit

erkannt werden kann. Wo das nördliche Ende des ruhigen Eiskeils, der sich an die Nordstufe des Karajak-Nunataks anlehnt, in das stufenweise zum Kleinen Karajak-Fjord abbrechende Eis übergeht, liegt das Gebiet, in welchem sich die zum Grossen Karajak-Fjord gerichtete Bewegung verliert. Östlich davon, also in grösserem Abstand vom Lande, reicht der Einfluss des letzteren weiter bis in den Hintergrund jenes zurück.

2. Vertikalbewegung.

Während die Messungen der Horizontalpositionen vor der Nordstufe nach dem obigen nur eine durch die Landformen bedingte Bewegung anzeigen, lassen die Vertikalpositionen schon eine davon unabhängige Eigenbewegung des Inlandeises erkennen. Einen weiteren Beweis für das Vorhandensein derselben werden die im folgenden Abschnitt mitgeteilten Messungen auf der Tasiusak-Stufe erbringen; im Zusammenhang mit diesen sprechen die Höhenmessungen vor der Nordstufe aber deutlich dafür, dass eine Eigenbewegung des Inlandeises auch hier vorhanden ist.

Die Höhen des Systems vor der Nordstufe sind in beiden Jahren sowohl mit dem Aneroid, als auch trigonometrisch durch Messung von Höhendifferenzen zwischen den einzelnen Punkten festgestellt worden. Da es sich um die Erkenntnis kleiner Veränderungen handelt, verdienen die trigonometrischen natürlich den Vorzug, weil bei den aneroidischen trotz der Benutzung der gleichzeitigen Luftdruckaufzeichnungen des durch ein Quecksilberbarometer kontrolierten Barographen auf unserer Station natürlich eine Genauigkeit von 1 bis 2 m nicht verbürgt werden kann. Wo kontrolierte trigonometrische Höhenmessungen vorliegen, sind dieselben dagegen mit Vorteil stets zur Prüfung der dazwischen liegenden Aneroidhöhen benutzt worden.

Die trigonometrische Feststellung der Höhendifferenzen erfolgte von Punkt zu Punkt durch Vor- und Rückmessung, und zwar durch Einstellung von mindestens zwei, meistens mehr Marken an jeder Bambusstange, deren Höhen über der Eisoberfläche mit dem Stahlbandmaass festgestellt wurden, und durch jedesmalige Ablesung des Horizonts am Höhenkreise des Instruments nach Fixierung der Höhenlibelle. Auf diese Weise erhielt ich mit Hilfe der bekannten Entfernungen b zwischen den Eispunkten für jede Höhendifferenz d mindestens vier Werte, meistens mehr, indem $d = b \operatorname{tg} \delta$ ist, wenn die δ die gemessenen Elevations- oder Depressionswinkel unter dem Horizont bedeuten. Von den d ist stets die jedesmal gemessene Höhe des Instruments und die Höhe der eingestellten Marke mit dem entsprechenden Vorzeichen in Abzug gebracht, um die Höhendifferenz zwischen den Eispunkten selbst einwandfrei zu erhalten.

Da die Entfernungen zwischen den Eispunkten, welche aus den voranstehenden Tabellen a entnommen sind, mit Hilfe von je vier Höheneinstellungen durch Vor- und Rückmessung an den Stangen selbst gewonnen wurden, darf man natürlich eine

gute Übereinstimmung der Höhendifferenzen erwarten, wenn diese aus den Einstellungen der gleichen Marken, wie die Entfernungen, abgeleitet werden. Die Übereinstimmung könnte nur dadurch gestört werden, dass die jetzt benutzten Entfernungen die Mittel aus Vor- und Rückmessung sind, und dass hiernach die Entfernungsfehler in jeder Höhendifferenz enthalten sind. Indessen stört dieser Umstand die gute Übereinstimmung nicht, was ein Beweis dafür ist, dass die Entfernungsfehler trotz ihrer zum Teil erheblichen Grösse hier nur einen geringen Einfluss besitzen. Es liegt das daran, dass die Höhenunterschiede nur gering sind und die Entfernungen, wie die Entfernungsfehler, deshalb mit einem grossen Divisor in ihnen auftreten. Da nun vollends die Übereinstimmung der Höhendifferenzen auch dort eine gute ist, wo andere Höhenmarken, als die für die Ableitung der Entfernungen benutzten, zu ihrer Feststellung verwandt sind, was mit Vorliebe geschah, kann man darin einen Beweis für die Genauigkeit der Resultate erblicken.

Ich gebe in der folgenden Tabelle die Höhen der Eispunkte, welche ich in den beiden Jahren erhielt; die vierte Spalte enthält die Differenz beider, indem das Minuszeichen eine Abnahme der Höhe im Verlaufe der Beobachtungszeit bedeutet, die fünfte Spalte enthält den Betrag der Ablation, also des direkt an der Stange gemessenen Schwundes der Eisoberfläche, in der gleichen Zeit. Die Höhen beziehen sich auf den Meeresspiegel, indem ich von der Aneroidhöhe des auf dem Lande gelegenen und deshalb in beiden Jahren sicher konstanten Punktes 15 ausgehe und hierauf die trigonometrisch gemessenen Höhendifferenzen der beiden Jahre beziehe. Ein etwaiger Höhenfehler des Ausgangspunktes kommt nicht in Betracht, weil es sich auf dem Eise nur um Differenzen handelt. Alle Angaben sind in Metern gegeben.

Höhen in Markenast I.

Punkt	1892	1893	Differenz	Ablation	Beobachtungszeit	
					Anfang	Ende
1	715,1	712,6	— 2,5	— 0,33	12. IX. 92	19. VI. 93
2	718,4	717,2	— 1,2	— 0,61	—	—
3	714,6	713,7	— 0,9	— 0,45	—	—
4	713,9	713,2	— 0,7	— 0,38	—	—
5	708,2	707,1	— 1,1	— 0,48	—	—
6	704,7	703,8	— 0,9	0,31	—	—
7	702,9	702,3	— 0,6	— 0,40	13. IX. 92	—
8	696,7	696,1	— 0,6	— 0,35	—	—
9	689,4	689,1	— 0,3	— 0,36	—	—
10	680,2	679,6	— 0,6	— 0,22	—	—
11	667,0	666,5	— 0,5	— 0,33	—	20. VI. 93
12	650,7	650,8	+ 0,1	— 0,37	—	—
13	632,9	634,0	+ 1,1	— 0,19	—	—
14	615,4	613,8	— 1,6	—	—	—
15	582	582	0	—	—	—

Höhen in Markenast II.

Punkt	1892	1893	Differenz	Ablation	Beobachtungszeit	
					Anfang	Ende
5	708,2	707,1	— 1,1	— 0,50	18. IX. 92	22. VI. 93
29	728,0	726,5	— 1,5	— 0,36	—	—
28	739,7	737,9	— 1,8	— 0,31	—	—
27	740,9	739,5	— 1,4	— 0,15	—	—
18	742,0	740,8	— 1,2	— 0,34	—	21. VI. 93
19	746,0	744,5	— 1,5	— 0,52	16. IX. 92	—
20	756,2	753,5	— 2,7	— 0,51	—	—
21	757,4	754,9	— 2,5	— 0,48	—	—
22	763,7	761,1	— 2,6	— 0,47	—	—
17	739,6	737,9	— 1,7	— 0,52	—	—
16	738,7	736,8	— 1,9	— 0,53	—	—
26	732,9	731,2	— 1,7	— 0,49	18. IX. 92	—
25	720,4	717,8	— 2,6	— 0,47		—
24	711,6	708,3	— 3,3	— 0,64	—	—
23	702,6	698,0	— 4,6	— 0,48	—	

Höhen in Markenast III.

Punkt	1892	1893	Differenz	Ablation	Beobachtungszeit	
					Anfang	Ende
5	708,2	707,1	— 1,1	— 0,50	19. IX. 92	22. VI. 93
30	702,3	701,1	— 1,2	— 0,38	—	—
31	695,9	694,7	— 1,2	— 0,44	—	—
32	690,6	689,5	— 1,1	— 0,49	20. IX. 92	—
33	685,5	685,1	— 0,4	— 0,46	—	—
34	677,1	675,2	— 1,9	— 0,50	—	—
35	670,9	669,1	— 1,8	— 0,63	—	24. VI. 93
36	662,1	660,0	— 2,1	— 0,56	—	—
37	652,7	650,2	— 2,5	— 0,65	—	—
38	643,0	641,6	— 1,4	— 0,55	—	—
39	634,3	633,1	— 1,2	— 0,52	—	—
40	621,1	618,4	— 2,7	— 0,62	—	—
41	615,4	613,1	— 2,3	— 0,55	21. IX. 92	
42	608,5	606,5	— 2,0	— 0,51	—	—
43	601,7	600,4	— 1,3	— 0,65	—	—
44	593,3	591,8	— 1,5	— 0,65	—	—
45	586,3	585,2	— 1,1	— 0,61	—	—
46	579,2	576,0	— 3,2	— 0,58	—	—
47	584,5	582,6	— 1,9	— 0,60	—	—
48	575,5	572,4	— 3,1	— 0,71	22. IX. 92	25. VI. 93
49	561,5	558,6	— 2,9	— 0,72	—	—
50	548,9	549,1	+ 0,2	— 0,50	—	

Punkt	1892	1893	Differenz	Ablation	Beobachtungszeit	
					Anfang	Ende
51	544,2	543,4	— 0,8	— 0,69	23. IX. 92	25. VI. 93
52	534,3	533,2	— 1,1	— 0,67	—	—
53	518,8	518,6	— 0,2	— 0,71	—	—
54	503,4	504,1	+ 0,7	— 0,75		—
55	487,1	488,1	+ 1,0	— 0,04		—
56	471,0	471,3	+ 0,3	+ 0,16	—	—
57	478,7	479,1	+ 0,4	+ 0,10	—	—

Das Ergebnis der obigen Tabellen ist der Beweis einer allgemeinen Abnahme der Eispunkthöhen im Verlaufe der neunmonatlichen Beobachtungszeit und einer Zunahme nur in der Nähe des Landes bis etwa 500 m Abstand vom Eisrand. Die Abnahme wächst mit der Entfernung vom Lande, da die Differenzen in den vierten Spalten aller drei Markenäste bei den am weitesten abliegenden Stangen (1, 22, 46) am grössten sind; im ersten und zweiten Ast ist sogar eine einigermaassen regelmässige Beschleunigung der Abnahme, während dieselbe im dritten Ast manchen Schwankungen unterliegt. Da die Entfernungsfehler immerhin Störungen bedingen können, welche bei den kleinen Unterschieden der Tabellen trotz ihrer geringen Grösse bemerkbar sind, lässt sich der Gang der Abnahme nicht sicher erkennen; dass diese jedoch mit der Entfernung vom Lande wächst, ist sicher.

Die stärkste Abnahme der Höhen zeigt der dritte Zweig des zweiten Astes; denn nachdem die Differenzen auf der Stufe vor dem Abfall zum Kleinen Karajak (Stange 18—16) noch eine konstante Grösse bewahrt haben, wachsen sie schnell in dem Abfall, welcher aus den absoluten Höhen der Stangen 26—23 deutlich zu erkennen ist. Dieses Wachstum der Differenzen bezeugt den Abbruch dieses Eisgebiets zum Kleinen Karajak-Fjord, welchen auch die Spaltenrichtungen anzeigen. In der Horizontalen hatte jenes Gebiet noch eine geringe Bewegung in der Richtung auf den Grossen Karajak-Fjord hin; da der Betrag derselben jedoch so klein war, dass er nicht mit derselben Sicherheit, wie von den anderen Stellen, erkannt werden konnte, kamen wir Seite 220f. zu dem Resultat, dass in diesem Gebiet der Übergang von der einen zu der anderen Horizontalbewegungsrichtung stattfindet. Hier können wir hinzufügen, dass die Vertikalbewegung dort jedenfalls die Hauptsache ist, und dass ihr Überwiegen die Unsicherheit der Horizontalbewegung erklärt.

Bei den anderen Teilen der Markenreihe ist eine geringe Vertikalbewegung mit einer deutlichen Horizontalbewegung, die zum Grossen Karajak-Fjord hin gerichtet ist, verbunden.

Sehr charakteristisch ist in der Randzone die Zunahme der Eishöhen, von welcher erklärlicher Weise nur Punkt 14 eine Ausnahme macht, weil er auf der dichten Randmoräne selbst liegt. Da die Zunahme sich sowohl am Ende des ersten, wie des dritten Markenastes zeigt, ist an ihrem wirklichen Bestande nicht zu zweifeln,

zumal die Messungen auf der Tasiusak-Stufe, die der nächste Abschnitt enthält, mit vollkommener Bestimmtheit die gleiche Erscheinung zeigen. Diese Zunahme bedeutet ein Schwellen des Eises in der Nähe und unter dem stauenden Einfluss des Landes, während schon in kurzem Abstand davon zuerst ein schwaches, dann ein immer deutlicheres Einsinken des Eises erfolgt.

Es liegt natürlich nahe, diesen Wechsel von Zu- und Abnahme der Eishöhen mit der Mächtigkeit des Eises in Beziehung zu setzen, welche mit der Entfernung vom Lande wächst. Von einer bestimmten Mächtigkeit an, welche dort, wo der Wechsel eintritt, also schon in 500 m Abstand vom Lande erreicht wird, ist der Druck des Eises kräftig genug, um in den unteren Lagen soviel Material zu schmelzen, dass die darüberliegende Masse einsinkt. In der Randzone ist der Druck wegen der geringeren Mächtigkeit schwächer und vermag dem stärkeren Druck in grösserem Abstand vom Lande nicht das Gleichgewicht zu halten. Das in der Ferne unten geschmolzene Material wird fortgepresst; es sucht einen Ausweg nach der unter geringerem Druck liegenden, dünneren Randzone und bewirkt hier eine Vermehrung und damit ein Schwellen der Eisoberfläche. So herrscht am Rande eine stauende und hebende Kraft, welche das in und unter dem Eise verteilte Gesteinsmaterial häufen und aufbauen muss, wie wir es in den mächtigen Randmoränen vor uns erblicken. Jenseits der Randzone, wo das Einsinken überwiegt, liegt kein Grund vor, Gesteinsmaterial zu Tage zu fördern, was die Moränenfreiheit der Inlandeisoberflächen erklärt. Nur in der Nähe von Land ist das Eis dünn genug, um eine Äusserung der hebenden Kraft zu gestatten.

Ich habe die Stärke der Ablation in den fünften Spalten der Höhentabellen hinzugefügt, um zu zeigen, dass die soeben geschilderten Erscheinungen thatsächlich auf Bewegungsverhältnissen und nicht auf äusseren Abschmelzungsvorgängen oder Aufschüttung von Schnee beruhen. Die Ablation wirkt dem Schwellen der Oberfläche entgegen und verstärkt den Eindruck des Einsinkens, während die Aufschüttung von Schnee den des Schwellens verstärkt; beide können unter Umständen die Erkenntnis der inneren Vorgänge hindern. Ein Beispiel dafür ist Punkt 53, für welchen die vierte Spalte die geringe Abnahme der Eishöhe von — 0,2 m zeigt. Da aber die Ablation in der gleichen Zeit dort — 0,71 m betrug, hat der Punkt thatsächlich eine Schwellung um + 0,5 m gehabt, weil von der relativen äusseren Abnahme um — 0,71 m bei der absoluten Höhenmessung nur — 0,2 m erkennbar geblieben sind. Hier hat also die Ablation die Grösse der Schwellung schon überwogen.

Es kommt für die Erkenntnis der Schwellungen darauf an, den Einfluss der Ablation zu eliminieren, was durch einen Vergleich der vierten und fünften Spalte in den Tabellen geschieht; man muss die Grösse der Ablation von den Höhendifferenzen abziehen, um den wahren Betrag der Schwellung zu erkennen. Die Häufung von Schnee ist zu diesem Zweck in den Tabellen als positive Ablation bezeichnet worden, was sie ihrer Wirkung nach ist. Wenn man die Subtraktion ausführt, erkennt man, dass jenseits der Schwellungszone am Lande recht breite neutrale

Zonen folgen, in welchen weder Schwellung noch Senkung statt hat, so bei Markenast I das Gebiet der Stangen 11—7 und bei Markenast III jenes der Punkte 52 bis 50. Erst jenseits dieser neutralen Zonen beginnt das wirkliche Senkungsgebiet.

Bei den geringen Beträgen, um die es sich hier handelt, lassen sich bestimmte Grenzen nicht angeben, da die numerischen Werte naturgemäss bis auf 0,1 m nicht zu verbürgen sind. Scharfe Grenzen werden aber zweifellos auch nicht vorhanden sein. Doch der Vorgang, der Verlauf der Erscheinung, ist bei Mitberücksichtigung der Ablation mit voller Bestimmtheit zu erkennen, weil die sicher positiven Differenzen durch eine neutrale Zone in sicher negative übergehen. In den Spaltenhügeln und schon vorher wird der Betrag der Senkung ganz allgemein nicht mehr durch die Grösse der Ablation ausgeglichen, sondern bleibt im negativen Sinne bestehen. So ergiebt sich das Resultat, dass das Schwellen der Randzone in einem Übergangsstreifen allmählich einem Einsinken der Eisoberflächen weicht. Weiter gegen das Innere hin wird das Einsinken dann wieder von aussen her durch die Häufung von Schnee kompensiert. In der äussersten Randzone dicht am Lande (Stange 56 und 57) war im Juni die Schwellung noch durch einen Restbestand von Schnee verstärkt.

Bewegung des Inlandeises auf der Tasiusak-Stufe.

Der Vermessung des Inlandeises vor der Nordstufe des Karajak-Nunataks haben wir fast zwei Monate angestrengter Arbeit gewidmet und durch Auswertung verschiedener Messungsmethoden die Resultate erzielt, welche in dem vorangehenden Abschnitt mitgeteilt sind. Als wir Ende September 1892 von dem ersten längeren Aufenthalt auf dem Inlandeise zurückkehrten, war zu übersehen, dass die getroffenen Einrichtungen genügen würden, um die Horizontalbewegungen zu ermitteln, welche den am meisten hervortretenden Oberflächenformen, den Spaltenbildungen, zu Grunde liegen. Da es mir jedoch scheinen wollte, dass von den anderen Formen die Blaubänder und die Schichten mit den Bewegungsverhältnissen, wie ich sie damals vermuten konnte, nicht in vollem Einklang ständen, beschloss ich die Einrichtungen zu erweitern, um durch eine besonders genaue Bearbeitung eines Inlandeisbezirkes vielleicht die Kenntnis von feinen Schiebungen im Eise zu erhalten, welche bei den bisher ausgeführten Messungen und der dafür erreichbaren Genauigkeit verborgen bleiben konnten.

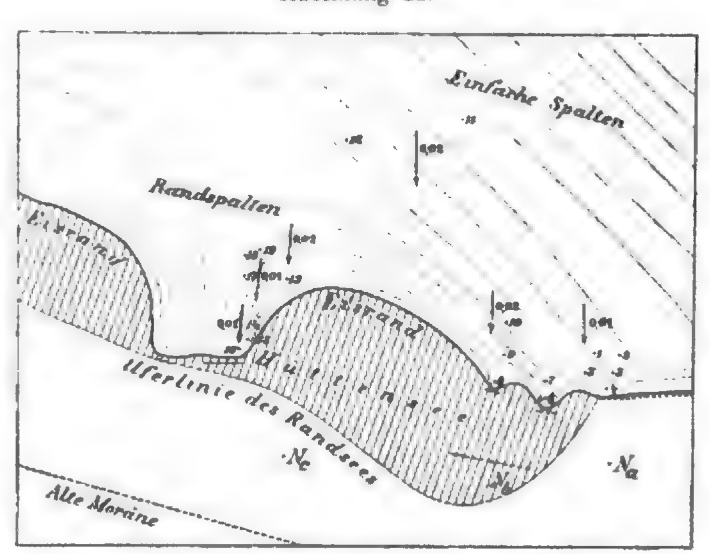
Naturgemäss liess sich dieser Plan nur in einem Gebiet ausführen, welches zu verschiedenen Zeiten wiederholt vermessen werden konnte; auch musste wegen der erforderlichen Ausführlichkeit der Messungen die Grösse des Inlandeisgebiets beschränkt werden. Besonders geeignet erschien die Tasiusak-Stufe des Grossen Karajak-Eisstroms, weil auf ihr der in die Hüttenbucht hineingekrümmte Bezirk den Charakter des Inlandeises in allen Einzelheiten zeigt und seine Lage in unmittelbarer Nähe der Beobachtungshütte eine immer wiederholte genaue Bearbeitung zuliess. Wenn hier, wo sich der Charakter des Inlandeises innerhalb des gewaltigen Eisstroms wieder an den Oberflächenformen erkennen lässt, noch eine

Sonderbewegung, unabhängig von der des Eisstroms, hervortritt, kann man mit Sicherheit schliessen, dass eine solche um so mehr dort vorhanden sein muss, wo die Bewegung des Eisstroms noch weniger entwickelt ist.

Die Einrichtungen, welche ich traf, waren durch die obigen Erwägungen bestimmt. Ich richtete das aus 22 Stangen bestehende Markensystem ein, welches auf Karte 2 verzeichnet ist, und bestimmte seine Lage, wie vor der Nordstufe, nach Methode 1 und Methode 4; im Anschluss daran wurden die Oberflächenformen dort untersucht. Gleichzeitig wurde in der Umgebung des Hüttensees, also auf dem äussersten Teil des in die Bucht hineingekrümmten Gebiets, ein zweites aus 19 Stangen bestehendes System errichtet, dessen Lage ich von drei dicht am Eisrand gelegenen Landfixpunkten nach der zweiten Methode zu verschiedenen Zeiten bestimmte; auf diese Weise wurden hier alle Messungen ausgeführt, welche überhaupt anwendbar waren.

Bei dem Vergleich der Resultate, die aus den beiden Systemen gewonnen sind, zeigt sich, dass die 22 Stangen, welche durch Messungen auf dem Eise selbst bestimmt sind, die gleichen Bewegungsverhältnisse hatten, wie einige Punkte des Eisstroms, welche von der Basis Tasiusak aus beobachtet wurden; nur treten die Schiebungen bei den letzteren sicherer und klarer hervor. Ich kann es deshalb unterlassen, die Vermessung der 22 Stangen im einzelnen darzulegen, und werde sie nur zu der Behandlung der Oberflächenformen und ihrer Änderungen benutzen; bezüglich der Bewegungsverhältnisse des damit umspannten Gebiets verweise ich auf das folgende Kapitel, sowie auf die Darstellung in Karte 2.

Abbildung 22.



Bewegung des Inlandeises am Hüttensee.
Maassstab 1 : 10000.
—— Moränen. Spalten. Die Zahlen neben den Pfeilen geben die 24stündige Geschwindigkeit in Metern an.

Die 19 Stangen in der Umgebung des Hüttensees haben dagegen eigenartige Bewegungsverhältnisse gezeigt, die ich nun mitteilen werde. Es wird aus den Zahlen hervorgehen, dass dieselben nur bei einer so ausführlichen Bearbeitung, wie sie diesem kleinen Gebiet gewidmet wurde, hervortreten konnten.

Die Landfixpunkte N_a, N_b, N_c (Abbildung 22), von denen aus die Bestimmung der 19 Stangen nach der zweiten Methode erfolgte, wurden so gewählt, dass die Entfernung nach den Eispunkten möglichst gering war, wodurch störende Fehler

vermieden sind. Auch die Höhenunterschiede zwischen Land- und Eispunkten waren so klein, dass eine ganz genaue Festlegung möglich war, indem ich in diesem Falle dazu mit Vorteil ein Nivellier-Instrument von Stampfer und Starcke mit einer Elevations-Mikrometerschraube benutzte. N_a lag unmittelbar unter der Beobachtungshütte in einer Meereshöhe von 166,1 m; N_b lag auf einer jungen, aber schon verfestigten Moräne im Hüttensee bei 168,5 m und N_c auf dem Abhang der alten Moräne unter Basispunkt B, Tasiusak, bei 167,3 m Höhe. Die Entfernungen zwischen diesen drei Fixpunkten wurden direkt gemessen; die Linien N_a—N_b und N_b—N_c dienten dann als Basislinien zur Bestimmung der Eispunkte, welche ihnen zunächst lagen, und zwar erstere für die Punkte 1 bis 10, letztere für 12 bis 19. Punkt 11 wurde der Sicherheit halber von beiden Linien aus bestimmt, weil er am weitesten entfernt lag.

Die Eispunkte, durch Bambusstangen markiert, lagen in der unmittelbaren Umgebung des Hüttensees und hatten höchstens (Punkt 11) eine Entfernung vom Eisrande von etwa 250 m. Sie liegen so nahe beieinander, dass sie sich gegenseitig kontrolieren; auch wurden zu dem gleichen Zweck stets von jeder Stange zwei Punkte nach Lage und Höhe gemessen, nämlich der Fusspunkt am Eise und ein Wimpel, welcher in bestimmter Höhe über der Eisoberfläche befestigt war. Das System ist auf Karte 2 nicht eingetragen worden, weil die Punkte dort bei dem gewählten Maassstab zu gedrängt erscheinen würden, doch giebt Abbildung 22 über die Lage Auskunft.

Dieses System wurde im Oktober 1892 eingerichtet und zunächst im November häufig, später in längeren Zwischenräumen vermessen. Die lange Pause von Ende November bis Mitte Februar war durch die Dunkelzeit bedingt. Ich gebe die Resultate für jeden Punkt, um die Kontrole zu ermöglichen; der Vergleich der einzelnen Punkte wird zeigen, dass die Bewegung dieses Systems trotz ihrer Kleinheit mit voller Sicherheit aus den Messungen folgt.

Die Landfixpunkte haben die folgende Bestimmung:

Entfernung N_a—N_b = 140,3 m
N_b—N_c = 240,5 m
Winkel bei N_a = 1° 0',5
N_b = 178° 25',0
N_c = 0° 34',5

Die Positionen der Eispunkte beziehen sich alle auf die Richtung N_a—N_b als positive x Achse und eine in N_a dazu senkrechte, in das Eis hineingehende Richtung als positive y Achse. Wo zu den Messungen die Entfernung N_b N_c als Basis diente, wurden die Resultate mit Hilfe der obigen Zahlen auf die Basis $N_a N_b$ übertragen. Ich gebe in den folgenden Tabellen sowohl die Horizontal- wie die Vertikalpositionen in Metern und werde daran die Betrachtung der beiderseitigen Bewegungen schliessen.

Das Markensystem am Hüttensee.

Stange 1.

Zeit der Beobachtung	Fusspunkt		Wimpel		Höhe über N_1		Wimpelhöhe über dem Eis
	x	y	x	y	Fusspunkt	Wimpel	
5. XI. 92	18,2	128,6	18,1	128,5	7,5	9,7	2,2
8. XI. 92	18,0	128,4	17,9	128,4	7,5	10,0	2,5
14. XI. 92	18,1	128,5	18,0	128,6	7,6	9,8	2,2
20. XI. 92	18,1	128,5	18,0	128,5	—	—	—
27. XI. 92	18,1	128,4	18,0	128,4	7,7	9,9	2,2
21. II. 93	18,2	127,5	18,1	127,6	8,1	10,3	2,2
1. IV. 93	18,1	126,9	18,0	127,0	8,2	10,4	2,2
16. VI. 93	18,3	126,2	17,8	125,8	8,3	10,9	2,6
10. VII. 93	18,3	126,0	(18,3)	(126,0)	7,6	10,7	3,1

Ausserdem ist an der Stange selbst mit dem Stahlbandmaass direkt gemessen:

Wimpelhöhe über dem Eis am 27. X. 92: 2,28 m
„ „ „ „ „ 9. VII. 93: 3,18 m
Schwund der Oberfläche, Ablation . . . . : 0,90 m.

Stange 2.

Zeit der Beobachtung	Fusspunkt		Wimpel		Höhe über N_1		Wimpelhöhe über dem Eis
	x	y	x	y	Fusspunkt	Wimpel	
5. XI. 92	— 14,2	128,6	— 14,2	128,1	9,6	12,2	2,6
8. XI. 92	— 14,3	128,3	— 14,4	128,2	9,6	12,2	2,6
14. XI. 92	— 14,3	128,5	— 14,3	128,2	9,7	12,3	2,6
20. XI. 92	— 14,3	128,5	— 14,3	128,0	—	—	—
27. XI. 92	— 14,4	128,4	— 14,3	127,9	9,8	12,4	2,6
21. II. 93	— 14,4	128,5	— 14,3	128,1	10,2	12,9	2,7
1. IV. 93	— 14,3	127,3	— 14,3	126,8	10,3	12,9	2,6
16. VI. 93	— 14,3	126,1	— 14,3	? 124,6	10,4	? 13,0	? 2,6
10. VII. 93	— 14,3	126,1	(— 14,3)	(126,1)	9,8	13,3	3,5

An der Stange direkt gemessen ist:

Wimpelhöhe über dem Eis am 27. X. 92: 2,66 m
„ „ „ „ „ 9. VII. 93: 3,63 m
Ablation in dieser Zeit . . . . : 0,97 m.

Am 16. Juni 1893 stand die Stange während der Messung schief; deshalb ist die y Koordinate des Wimpels, sowie dessen Höhe unsicher.

Stange 3.

Zeit der Beobachtung	Fusspunkt		Wimpel		Höhe über N_1		Wimpelhöhe über dem Eis
	x	y	x	y	Fusspunkt	Wimpel	
5. XI. 92	— 4,0	105,5	— 4,0	105,1	3,8	5,8	2,0
8. XI. 92	— 4,1	105,5	— 4,2	105,1	3,7	5,8	2,1
14. XI. 92	— 4,1	105,5	— 4,1	105,2	3,8	5,9	2,1
20. XI. 92	— 4,1	105,5	— 4,1	105,1	—	—	—
28. XI. 92	— 4,0	105,3	— 4,1	105,0	3,9	5,9	2,0
21. II. 93	— 4,0	104,6	— 4,0	104,2	4,3	6,2	1,9
1. IV. 93	— 4,1	104,2	— 4,1	103,8	4,5	6,2	1,7
16. VI. 93	— 3,9	103,4	— 3,9	102,9	4,4	6,6	2,2
10. VII. 93	— 3,9	103,1	(— 3,9)	(103,1)	?3,7	6,7	3,0

An der Stange direkt gemessen ist:

Wimpelhöhe über dem Eis am 27. X. 92: 2,095 m
„ „ „ „ „ 9. VII. 93: 3,405 m
Ablation in dieser Zeit . . . . : 1,31 m.

Weil der Fusspunkt selbst bei der fortgeschrittenen Ablation durch einen Eisbuckel verdeckt war, ist am 10. Juli 1893 seine gemessene Höhe etwas zu gross und dementsprechend die zugehörige Wimpelhöhe über dem Eis zu klein.

Stange 4.

Zeit der Beobachtung	Fusspunkt		Wimpel		Höhe über N_1		Wimpelhöhe über dem Eis
	x	y	x	y	Fusspunkt	Wimpel	
5. XI. 92	+ 3,5	88,6	+ 3,6	88,5	— 1,5	+ 0,5	2,0
8. XI. 92	+ 3,4	88,6	+ 3,5	88,5	— 1,4	+ 0,5	1,9
14. XI. 92	+ 3,4	88,7	+ 3,5	88,6	— 1,4	+ 0,5	1,9
20. XI. 92	+ 3,4	88,7	+ 3,5	88,7	—	—	—
28. XI. 92	+ 3,5	88,5	(+ 3,6)	(88,5)	— 1,4	+ 0,6	2,0
21. II. 93	+ 3,5	87,9	+ 3,6	87,8	— 0,6	+ 0,7	1,3
1. IV. 93	+ 3,5	87,4	+ 3,6	87,3	— 0,3	+ 0,7	1,0
16. VI. 93	+ 3,6	86,8	+ 3,7	86,6	— 0,8	+ 0,9	1,7
10. VII. 93	+ 3,5	86,5	(+ 3,5)	(86,5)	— 1,8	+ 0,8	2,6

An der Stange direkt gemessen ist:

Wimpelhöhe über dem Eis am 27. X. 92: 1,91 m
„ „ „ „ „ 9. VII. 93: 2,53 m
Ablation in dieser Zeit . . . . : 0,62 m.

Stange 5.

Zeit der Beobachtung	Fusspunkt		Wimpel		Höhe über N_5		Wimpelhöhe über dem Eis
	x	y	x	y	Fusspunkt	Wimpel	
5. XI. 92	27,7	101,9	27,8	101,6	— 0,6	+ 1,9	2,5
8. XI. 92	27,6	101,7	27,6	101,6	— 0,5	+ 1,9	2,4
14. XI. 92	27,7	101,8	27,7	101,6	— 0,5	+ 2,0	2,5
20. XI. 92	27,7	101,7	27,7	101,5	—	—	—
27. XI. 92	27,7	101,6	27,6	101,3	— 0,2	+ 2,0	2,2
21. II. 93	27,7	100,5	27,7	100,1	+ 0,7	+ 2,0	1,3
1. IV. 93	27,6	99,9	27,6	99,4	+ 1,0	+ 2,0	1,0
16. VI. 93	27,7	99,3	27,7	98,4	+ 0,5	+ 2,1	1,6
10. VII. 93	27,6	99,2	(27,6)	(99,2)	— 0,4	+ 2,4	2,8

An der Stange ist direkt gemessen:

Wimpelhöhe über dem Eis am 27. X. 92: 2,48 m
" " " " " 9. VII. 93: 2,73 m
Ablation in dieser Zeit . . . . : 0,25 m.

Stange 6.

Zeit der Beobachtung	Fusspunkt		Wimpel		Höhe über N_5		Wimpelhöhe über dem Eis
	x	y	x	y	Fusspunkt	Wimpel	
5. XI. 92	76,8	74,8	76,7	74,5	Die Höhe des Fusspunktes lag unter dem Niveau, welches mit dem Instrument zu erreichen war.	— 6,2	—
8. XI. 92	76,7	74,8	76,5	74,5		— 6,2	—
14. XI. 92	76,7	74,8	76,6	74,5		— 6,2	—
20. XI. 92	76,8	74,7	76,8	74,6		—	—
27. XI. 92	76,8	74,5	76,5	74,3		— 6,1	—
21. II. 93	76,6	73,5	76,4	73,3		— 5,9	—
1. IV. 93	76,5	73,1	76,3	72,9		— 5,9	—
16. VI. 93	76,7	72,1	76,2	71,5		— 5,7	—

An der Stange wurde direkt gemessen:

Wimpelhöhe über dem Eis am 27. X. 92: 1,79 m.

Am 9. Juli 1893 war die Stange ganz ausgeschmolzen und umgefallen, so dass der Schwund der Oberfläche den Betrag der ursprünglichen Tiefe des Bohrloches (1,13 m) übertroffen hatte und die Ablation infolgedessen mindestens 1,13 m betrug.

Stange 7.

Zeit der Beobachtung	Fusspunkt		Wimpel		Höhe über N_8		Wimpelhöhe über dem Eis
	x	y	x	y	Fusspunkt	Wimpel	
5. XI. 92	76,7	96,4	76,8	96,2	— 2,2	+ 0,2	2,4
8. XI. 92	76,7	96,2	76,6	96,2	— 2,2	+ 0,2	2,4
14. XI. 92	76,6	96,3	76,7	96,3	— 2,2	+ 0,2	2,4
20. XI. 92	76,7	96,2	76,7	96,1	—	—	—
27. XI. 92	76,7	96,1	76,7	96,0	— 2,0	+ 0,3	2,3
21. II. 93	76,7	95,0	—	—	— 1,6	—	—
1. IV. 93	76,6	94,5	76,6	94,4	— 1,3	+ 0,6	1,9
16. VI. 93	76,7	93,4	76,7	93,3	— 1,5	+ 0,9	2,4
10. VII. 93	76,6	93,1	(76,6)	(93,0)	— 2,4	+ 0,9	3,3

An der Stange wurde direkt gemessen:

Wimpelhöhe über dem Eis am 27. X. 92: 2,36 m
" " " " " 9. VII. 93: 3,26 m
Ablation in dieser Zeit . . . . : 0,90 m.

Stange 8.

Zeit der Beobachtung	Fusspunkt		Wimpel		Höhe über N_8		Wimpelhöhe über dem Eis
	x	y	x	y	Fusspunkt	Wimpel	
5. XI. 92	135,4	94,0	135,3	93,7	Die Höhe des Fusspunktes lag unter dem Niveau, welches mit dem Instrument zu erreichen war.	— 5,5	—
8. XI. 92	135,3	94,0	135,2	93,8		— 5,5	—
14. XI. 92	135,4	94,1	135,2	93,8		— 5,5	—
20. XI. 92	135,5	93,9	135,3	93,7		—	—
27. XI. 92	135,4	93,7	135,2	93,5		— 5,4	—
1. IV. 93	135,4	91,9	135,3	91,7		— 5,1	—
16. VI. 93	135,6	90,5	135,0	89,0		— 5,3	—

An der Stange wurde direkt gemessen:

Wimpelhöhe über dem Eis am 27. X. 92: 2,47 m.

Am 9. Juli 1893 war die Stange ganz ausgeschmolzen und umgefallen, so dass der Schwund der Oberfläche den Betrag der ursprünglichen Tiefe des Bohrloches (0,70 m) übertroffen hatte und die Ablation danach mindestens 0,70 m betrug.

Stange 9.

Zeit der Beobachtung	Fusspunkt		Wimpel		Höhe über N_b		Wimpelhöhe über dem Eis
	x	y	x	y	Fusspunkt	Wimpel	
5. XI. 92	129,3	120,8	129,3	120,7	— 1,5	+ 0,9	2,4
8. XI. 92	129,1	120,8	129,2	120,7	— 1,5	+ 0,9	2,4
14. XI. 92	129,3	120,8	129,3	120,6	— 1,5	+ 1,0	2,5
20. XI. 92	129,3	120,7	129,3	120,6	—	—	—
27. XI. 92	129,3	120,6	129,3	120,4	— 1,3	+ 1,1	2,4
1. IV. 93	129,4	118,6	129,4	118,6	— 0,6	+ 1,4	2,0
16. VI. 93	129,6	117,1	129,5	116,8	— 0,8	+ 1,8	2,6
10. VII. 93	129,6	116,9	(129,6)	(116,9)	— 1,7	+ 1,7	3,4

An der Stange wurde direkt gemessen:

Wimpelhöhe über dem Eis am 28. X. 92: 2,40 m
„ „ „ „ „ 9. VII. 93: 3,35 m
Ablation in dieser Zeit . . . . : 0,95 m.

Stange 10.

Zeit der Beobachtung	Fusspunkt		Wimpel		Höhe über N_b		Wimpelhöhe über dem Eis
	x	y	x	y	Fusspunkt	Wimpel	
5. XI. 92	121,0	163,6	120,8	163,2	+ 6,5	+ 8,9	2,4
8. XI. 92	120,8	163,5	120,7	163,3	+ 6,5	+ 8,7	2,2
14. XI. 92	120,9	163,4	120,7	163,1	+ 6,6	+ 8,8	2,2
20. XI. 92	121,0	163,3	120,9	163,0	—	—	—
27. XI. 92	120,9	163,4	120,7	163,1	+ 6,7	+ 8,9	2,2
1. IV. 93	120,9	161,4	120,8	161,1	+ 7,1	+ 9,3	2,2
16. VI. 93	121,1	159,7	120,7	158,8	+ 7,1	+ 9,5	2,4
10. VII. 93	121,2	159,8	(121,2)	(159,8)	+ 6,5	+ 9,6	3,1

An der Stange wurde direkt gemessen:

Wimpelhöhe über dem Eis am 28. X. 92: 2,24 m
„ „ „ „ „ 9. VII. 93: 3,14 m
Ablation in dieser Zeit . . . . : 0,90 m.

Stange 11.

Zeit der Beobachtung	Fusspunkt		Wimpel		Höhe über N_b		Wimpelhöhe über dem Eis
	x	y	x	y	Fusspunkt	Wimpel	
8. XI. 92	176,4	399,9	176,7	399,8	+ 28,8	+ 31,1	2,3
14. XI. 92	176,4	400,1	176,7	399,9	+ 28,6	+ 31,4	2,8
27. XI. 92	176,5	400,2	176,6	399,7	+ 28,6	+ 31,3	2,7
1. IV. 93	176,1	397,1	176,2	396,3	+ 28,8	+ 31,4	2,6
16. VI. 93	175,9	393,8	176,7	393,4	+ 29,0	+ 31,4	2,4
10. VII. 93	175,9	395,4	176,0	395,3	+ 28,5	+ 31,9	3,4

An der Stange wurde direkt gemessen:

Wimpelhöhe über dem Eis am 28. X. 92: 2,57 m
" " " " " 9. VII. 93: 3,55 m
Ablation in dieser Zeit . . . . : 0,98 m.

Stange 12.

Zeit der Beobachtung	Fusspunkt		Wimpel		Höhe über N_b		Wimpelhöhe über dem Eis
	x	y	x	y	Fusspunkt	Wimpel	
8. XI. 92	311,5	372,9	311,3	372,5	+ 18,3	+ 21,0	2,7
14. XI. 92	311,8	373,4	311,6	373,1	+ 18,3	+ 21,1	2,8
28. XI. 92	311,7	372,9	311,5	372,6	+ 18,3	+ 21,1	2,8
1. IV. 93	312,0	370,8	311,8	370,3	+ 18,7	+ 21,5	2,8
10. VII. 93	312,0	369,1	(311,8)	(368,6)	+ 18,0	+ 21,8	3,8

An der Stange wurde direkt gemessen:

Wimpelhöhe über dem Eis am 28. X. 92: 2,80 m
" " " " " 9. VII. 93: 3,69 m
Ablation in dieser Zeit . . . . : 0,89 m.

Stange 13.

Zeit der Beobachtung	Fusspunkt		Wimpel		Höhe über N_b		Wimpelhöhe über dem Eis
	x	y	x	y	Fusspunkt	Wimpel	
8. XI. 92	383,5	210,7	383,3	210,3	+ 0,4	+ 2,5	2,1
14. XI. 92	383,5	210,5	383,5	210,3	+ 0,4	+ 2,6	2,2
28. XI. 92	383,5	210,2	383,5	209,9	+ 0,4	+ 2,7	2,3
1. IV. 93	383,7	207,9	383,6	207,7	+ 0,7	+ 2,9	2,2
16. VI. 93	383,8	206,0	383,4	204,6	+ 0,6	+ 2,2?	1,6?
10. VII. 93	384,0	206,6	(384,0)	(206,6)	+ 0,2	+ 2,7	2,5

An der Stange wurde direkt gemessen:

Wimpelhöhe über dem Eis am 28. X. 92: 2,29 m
" " " " " 9. VII. 93: 3,32 m
Ablation in dieser Zeit . . . . : 1,03 m.

Stange 14.

Zeit der Beobachtung	Fusspunkt		Wimpel		Höhe über N_b		Wimpelhöhe über dem Eis
	x	y	x	y	Fusspunkt	Wimpel	
8. XI. 92	418,8	169,2	418,6	169,1	− 1,7	+ 0,8	2,5
14. XI. 92	418,8	169,1	418,7	169,1	− 1,6	+ 0,7	2,3
28. XI. 92	418,9	169,1	418,8	169,1	− 1,6	+ 0,8	2,4
1. IV. 93	419,2	168,0	419,2	168,0	− 1,2	+ 1,1	2,3
16. VI. 93	419,0	166,7	418,3	164,8	− 1,5	+ 0,6	2,1

An der Stange wurde direkt gemessen:

Wimpelhöhe über dem Eis am 28. X. 92: 2,35 m.

Im Juli 1893 hatte sich der ganze Eisstreifen, auf welchem die Stangen 14, 15, 16 standen, an einer Randspalte abgelöst und war in den Hüttensee heruntergebrochen, so dass die Grösse der Ablation nicht mehr ermittelt werden konnte.

Stange 15.

Zeit der Beobachtung	Fusspunkt		Wimpel		Höhe über N_b		Wimpelhöhe über dem Eis
	x	y	x	y	Fusspunkt	Wimpel	
8. XI. 92	427,9	144,9	428,0	144,7	— 9,3	— 6,9	2,4
14. XI. 92	427,8	144,7	428,0	144,6	— 9,3	— 6,8	2,5
28. XI. 92	428,0	144,8	428,1	144,5	— 9,3	— 6,8	2,5
1. IV. 93	428,1	144,1	428,2	143,8	— 8,9	— 6,8	2,1
16. VI. 93	427,9	143,5	428,2	142,6	— 9,4	— 6,8	2,6

Es wurde an der Stange direkt gemessen:

Wimpelhöhe über dem Eis am 28. X. 92: 2,50 m.

Stange 16.

Zeit der Beobachtung	Fusspunkt		Wimpel		Höhe über N_b		Wimpelhöhe über dem Eis
	x	y	x	y	Fusspunkt	Wimpel	
5. XI. 92	436,6	130,2	436,5	130,1	—	— 11,6	—
8. XI. 92	436,8	130,7	436,7	130,6	— 13,5	— 11,6	1,9
14. XI. 92	436,8	130,6	436,6	130,5	— 13,5	— 11,5	2,0
28. XI. 92	436,9	130,5	436,8	130,4	— 13,5	— 11,5	2,0
1. IV. 93	436,9	130,3	436,7	130,2	— 13,3	— 11,5	1,8
16. VI. 93	436,9	130,4	436,6	130,1	— 14,2	— 11,3	2,9

Es wurde an der Stange direkt gemessen:

Wimpelhöhe über dem Eis am 31. X. 92: 1,99 m.

Stange 17.

Zeit der Beobachtung	Fusspunkt		Wimpel		Höhe über N_b		Wimpelhöhe über dem Eis
	x	y	x	y	Fusspunkt	Wimpel	
8. XI. 92	431,4	217,1	431,3	217,1	+ 3,3	+ 5,7	2,4
14. XI. 92	431,5	217,2	431,5	217,2	+ 3,4	+ 5,8	2,4
28. XI. 92	431,6	217,0	431,6	217,0	+ 3,5	+ 5,9	2,4
1. IV. 93	432,0	215,5	432,0	215,5	+ 4,0	+ 6,4	2,4
16. VI. 93	432,1	214,3	432,1	212,8?	+ 3,8	+ 6,1	2,3
10. VII. 93	432,8	215,1	432,8	215,1	+ 3,0	+ 6,4	3,4

Es wurde an der Stange direkt gemessen:

Wimpelhöhe über dem Eis am 31. X. 92: 2,42 m
" " " " " 9. VII. 93: 3,75 m
Ablation in dieser Zeit . . . . : 1,33 m.

Stange 18.

Zeit der Beobachtung	Fusspunkt		Wimpel		Höhe über N_1		Wimpelhöhe über dem Eis
	x	y	x	y	Fusspunkt	Wimpel	
8. XI. 92	435,8	239,4	435,3	239,3	+ 3,8	+ 6,5	2,7
14. XI. 92	435,9	239,5	435,6	239,5	+ 3,8	+ 6,5	2,7
28. XI. 92	436,0	239,5	435,7	239,3	+ 4,0	+ 6,6	2,6
1. IV. 93	436,5	238,0	436,2	238,1	+ 4,6	+ 7,2	2,6
16. VI. 93	436,5	237,2	435,1	237,0	+ 4,5	+ 7,3	2,8
10. VII. 93	436,8	236,7	(436,8)	(236,7)	+ 3,7	+ 7,6	3,9

Es wurde an der Stange direkt gemessen:

Wimpelhöhe über dem Eis am 31. X. 92: 2,72 m
" " " " " 9. VII. 93: 3,84 m
Ablation in dieser Zeit . . . . : 1,12 m.

Stange 19.

Zeit der Beobachtung	Fusspunkt		Wimpel		Höhe über N_1		Wimpelhöhe über dem Eis
	x	y	x	y	Fusspunkt	Wimpel	
8. XI. 92	Fusspunkt war		411,1	243,2	—	+ 0,8	—
14. XI. 92	durch einen Eis-		411,3	243,2	—	+ 0,9	—
28. XI. 92	buckel verdeckt		411,3	242,9	—	+ 1,0	—
1. IV. 93	und nicht ein-		411,7	241,5	—	+ 1,6	—
16. VI. 93	zustellen.		411,7	240,2	—	+ 2,2	—

Es wurde an der Stange direkt gemessen:

Wimpelhöhe über dem Eis am 31. X. 92: 2,24 m
" " " " " 9. VII. 93: 3,57 m
Ablation in dieser Zeit . . . . : 1,33 m.

Die Verschiebungen, welche in den voranstehenden 19 Tabellen hervortreten, sind durch horizontale Striche begrenzt worden, und zwar bedeuten die ausgezogenen Striche diejenigen Veränderungen, welche durch Bewegungsvorgänge, und die punktierten jene, welche durch Ablationsverhältnisse begründet sind. Erstere beeinflussen Lage und Höhe der Punkte, letztere naturgemäss nur die Höhen des Fusspunktes und demzufolge die Differenzen zwischen diesen und den Höhen des Wimpels, also die Wimpelhöhen über dem Eise.

Alle Veränderungen treten nicht allein bei mehreren Punkten gemeinsam auf, so dass die verschiedenen Messungen sich gegenseitig kontrolieren, sondern sind auch bei jedem einzelnen Punkt an zwei Stellen erkennbar. Während aber die Verschiebungen der Lage in der Horizontalen eindeutig aus den parallelen Gängen der Koordinaten von Fusspunkt und Wimpel bei jeder Stange hervortreten, lassen sich bei den Änderungen der Höhe die durch Bewegung und die durch Ablation verursachten mit Hilfe der letzten Spalte jeder Tabelle, der Wimpelhöhe, noch unterscheiden. Denn Änderungen der Wimpelhöhe über N_b ohne gleichzeitige und gleichmässige Änderungen der Wimpelhöhe über dem Eis, also auch der Höhe des Fusspunktes, sind nur durch Bewegung bedingt, während gleichzeitige Veränderungen der letzteren Grössen auf den Einfluss der Ablation zurückzuführen sind. Eine fernere und bestimmende Kontrole der Höhenmessungen bietet auch die direkte Messung der Wimpelhöhen über dem Eis vor Einrichtung und nach Schluss der Beobachtungen mit dem Stahlbandmaass an der Stange selbst, indem der so gefundene Wert mit dem trigonometrisch bestimmten Anfangs- und Endwert der zugehörigen Tabelle übereinstimmen muss, was auch thatsächlich der Fall ist.

1. Horizontal-Bewegung.

Was die Lagenänderungen betrifft, zeigt sich bei den x Koordinaten eine Konstanz und bei den y Koordinaten eine geringe Abnahme sämtlicher Werte.

Die x Koordinaten schwanken bei den Stangen 1 bis 8 und 14 bis 16 in der Regel nur in Beträgen von 0,1 bis 0,2 m während der Beobachtungszeit, und erreichen bei den Stangen 9 bis 13 höchstens 0,5 m Grösse. Bei den Wimpeln sind sie stellenweise etwas erheblicher, wie z. B. bei Stange 6; das ist aber dadurch zu erklären, dass die Stangen unter Umständen lose und schief gestellt waren, was beim Beginn der Beobachtungen, wenn das Bohrloch noch nicht mit Schnee erfüllt oder ausgefroren war, und am Schluss, wenn seine Tiefe durch Ablation verringert und der Halt der Stange durch Wasser gelockert wurde, leicht eintreten konnte. Eine Bewegung lässt sich aus allen diesen Änderungen der x Koordinaten nicht folgern, weil die Beträge so gering sind, dass sie auf Beobachtungsfehlern beruhen können. Hierauf deutet die unregelmässige Verteilung der Schwankungen entschieden hin; die kleine Steigerung ihrer Grösse auf 0,5 m bei den Stangen 9 bis 13 kann ebenfalls dafür sprechen, weil diese Punkte von der Basis weiter entfernt lagen, als die übrigen, und die Beobachtungsfehler deshalb bei ihnen mehr Einfluss gewinnen konnten.

Nur bei den Stangen 17, 18 und 19 haben die Änderungen der x Koordinaten einen etwas grösseren Betrag und einen bestimmten Gang, so dass diese, im Verein mit den deutlichen Veränderungen der y Koordinaten, durch Bewegung erklärt werden müssen.

Die y Koordinaten zeigen mit Ausnahme der von Punkt 16 sämtlich eine Abnahme mit der Zeit, und zwar erfolgt dieselbe bei allen Stangen in so bestimmtem Gange und in so ausgesprochener Parallelität zwischen den Positionen von Fusspunkt

und Wimpel, dass an ihrer Entstehung aus Bewegungsvorgängen nicht zu zweifeln ist. Ausser dem regelmässigen Gange treten kleinere Abweichungen auf von derselben Grösse und von derselben unregelmässigen Verteilung, wie bei den x Koordinaten, welche wir noch sicherer, als bei den letzteren, als die Folgen von Beobachtungsfehlern ansehen können, weil der Vergleich mit den regelmässigen Veränderungen derselben Grössen die Wirkungsart von Bewegungsvorgängen zeigt.

Die Abnahme der y Koordinaten beginnt bei allen Punkten im Frühjahr 1893 und ist bei denen, wo Februar-Messungen vorliegen, mit Ausnahme von Stange 2, schon im Februar zu erkennen. Im November herrscht noch die gleiche Konstanz, wie bei den x Koordinaten; im Februar beginnt eine geringe Abnahme, welche im April deutlicher ist, im Juni einen weiteren Fortschritt gemacht hat und im Juli, also nach Verlauf von rund 8 Monaten oder 240 Tagen, den Betrag von etwa 3 m erreicht hat. Mit wachsender Entfernung vom Lande, also bei den Stangen 9 bis 13, wächst die Grösse dieser Veränderung und hat bei der am weitesten gelegenen Stange 11 den Betrag von 4,5 m.

Da die x Koordinaten konstant sind, bedeuten die Veränderungen der y Koordinaten den ganzen Betrag der Bewegung; nur bei den Stangen 17, 18, 19 treten geringe x Komponenten dazu. Ich gebe in der folgenden Tabelle die Differenzen zwischen der Anfangs- und der Endposition der Fusspunkte, welche also die Grösse der Bewegung für diesen Zeitraum darstellen. Aus den Positionen der Wimpel würde man die gleichen Ergebnisse erhalten, wenn man von den etwas grösseren Schwankungen, die durch eine schiefe Stellung veranlasst sind, absieht.

Bewegung am Hüttensee.

Punkt	Beobachtungszeit		Bewegung in Metern in dieser Zeit	Bewegung in Metern in 24 Stunden	Vertikal-Bewegung in der Beobachtungszeit
	Grenzen	Länge in Tagen			
1	5. XI. 92 — 10. VII. 93	248	2,6	0,01	+ 1,0
2	5. XI. 92 — 10. VII. 93	248	2,5	0,01	+ 1,1
3	5. XI. 92 — 10. VII. 93	248	2,4	0,01	+ 0,9
4	5. XI. 92 — 10. VII. 93	248	**2,1**	**0,01**	+ **0,3**
5	5. XI. 92 — 10. VII. 93	248	2,7	0,01	+ 0,5
6	5. XI. 92 — 16. VI. 93	224	2,7	0,01	+ 0,5
7	5. XI. 92 — 10. VII. 93	248	3,3	0,01	+ 0,7
8	5. XI. 92 — 16. VI. 93	224	3,5	0,02	+ 0,2
9	5. XI. 92 — 10. VII. 93	248	3,9	0,02	+ 0,8
10	5. XI. 92 — 10. VII. 93	248	3,8	0,02	+ 0,8
11	8. XI. 92 — 10. VII. 93	245	**4,5**	**0,02**	+ **0,8**
12	8. XI. 92 — 10. VII. 93	245	3,8	0,02	+ 0,8
13	8. XI. 92 — 10. VII. 93	245	4,1	0,02	+ 0,2
14	8. XI. 92 — 16. VI. 93	221	2,5	0,01	?
15	8. XI. 92 — 16. VI. 93	221	1,4	0,01	+ 0,1
16	5. XI. 92 — 16. VI. 93	224	**0,0 (— 0,2)**	**0,00**	+ **0,3**
17	8. XI. 92 — 10. VII. 93	245	2,4	0,01	+ 0,7
18	8. XI. 92 — 10. VII. 93	245	2,9	0,01	+ 1,1
19	8. XI. 92 — 16. VI. 93	221	3,1	0,01	+ 1,4

Aus dieser Tabelle und der Abbildung 22 ist die Verteilung der Bewegung am Hüttensee zu erkennen; es besteht ein geringes Wachstum der Intensität von den dünnen, auf Moränen gestützten Eiszungen (Stange 1 bis 7 und 14 bis 19) mit zunehmendem Abstande vom Rande, also mit steigender Mächtigkeit. Bei Stange 16 ist die Bewegung Null, weil hier das Eismaterial fast vollkommen zu einer Schuttpackung verdichtet ist, doch schon in geringem Abstande davon, bei Stange 15, hat sie einen erkennbaren Betrag. In der anderen Eiszunge bemerkt man die Zunahme der Intensität nicht allein mit wachsender Entfernung vom Rande, also in der Reihenfolge der Punkte 4—3—2, sondern auch mit der Annäherung an den Einbruch des Hüttensees, also in der Reihenfolge der Gruppen 4, 3, 2—5, 1—6, 7—8, 9, 10, was darin seinen Grund hat, dass auch in dieser Reihenfolge das Eis an Mächtigkeit gewinnt; die Gruppen liegen zwar alle vier ungefähr gleichweit vom Rande entfernt, doch die Mächtigkeit wächst in obiger Reihenfolge, weil der Einbruch des Hüttensees den äussersten dünnen Streifen zerstört hat und das dickere Eis dort dicht an den Rand herantritt. Eine weitere Zunahme der Intensität ist bei den Stangen 11 und 12 deutlich zu erkennen, doch erreicht die Geschwindigkeit auch in etwa 250 m Entfernung vom Rande nur die Grösse von 2 cm am Tag.

Die Richtung der Bewegung ist gegen das Land hin gewandt und liegt annähernd senkrecht zum Rande. Bei den Stangen 17, 18 und 19 tritt eine geringe x Komponente zu der Bewegung in der y Richtung hinzu, was bei der anderen Eiszunge (Stange 1—7) nicht der Fall ist. Beide Zungen divergieren ein wenig in ihrer Erstreckung, und in beiden geht das Strömen annähernd in der Richtung, in welcher sie in das Land hineintreten.

2. Vertikal-Bewegung.

Mit der Bewegung in der Horizontalen geht eine solche in der Vertikalen Hand in Hand, welche in einem langsamen Schwellen gegen das Land hin besteht. Ungestört ist diese Bewegung nur in der Zunahme der Wimpelhöhen über N_b zu erkennen, weil die Höhen der Fusspunkte durch Umhäufung mit Schnee in positivem und durch Ablation in negativem Sinn äusserlich verändert werden. Wie die vorstehenden neunzehn Tabellen lehren, zeigt sich die Vertikal-Bewegung, wie die Horizontal-Bewegung, in der Regel im Februar und, wo keine Februar-Messungen vorliegen, erst im April und steigert sich bis zum Juli. Im November scheint sie schon vorhanden zu sein, wie fast alle Punkte übereinstimmend erkennen lassen; die Beträge sind aber so gering, dass sie innerhalb der Beobachtungsfehler liegen.

Die Grössen der Vertikal-Bewegung giebt die letzte Spalte in der Tabelle Seite 238. Sie haben eine gewisse Parallelität zu den Grössen der Horizontal-Bewegung, denn sie sind dicht am Lande (Stange 4, 5, 6, 8, 16) am geringsten und wachsen mit der Entfernung davon (Stange 3, 2, 1, 7, 9, 10, 17, 18, 19).

Freilich ist die Grösse des Schwellens bei den Stangen 1 und 2, also in etwa 40 m Abstand vom Rande, und bei 18 und 19, die 60 bis 70 m abliegen, grösser als bei den Stangen 11 und 12, die 200 m entfernt sind, was dem Gange der Horizontal-Bewegungs-Intensität nicht entspricht; dies stimmt jedoch mit dem vor der Nordstufe über die Vertikal-Bewegung gewonnenen Resultat überein, dass auf das Schwellen am Rande bald ein Einsinken folgt. Hier tritt schon in etwa 250 m Abstand vom Rande eine Abnahme des Schwellens hervor.

Verschwindend gering ist die Vertikal-Bewegung bei den Stangen 16, 15, 14 und 13, während die Horizontal-Bewegung nur bei 16 Null ist und dann erkennbar in der obigen Reihenfolge der Stangen zunimmt. Ich glaube, dies liegt daran, dass der Eisstreifen, auf dem diese Stangen standen, in der ganzen Zeit durch breite und tiefe Spalten von dem übrigen Teil der Eiszunge abgelöst war und zum Schluss in den Hüttensee herunterbrach; er konnte bei der Horizontalbewegung der anliegenden Teile der Eiszunge noch passiv mitgeschoben werden, nahm aber an dem aktiven Schwellen derselben nicht mehr teil.

Der grösste Betrag, den das Schwellen des Eises in der Umgebung des Hüttensees erreicht, beträgt etwa 1 m in sieben bis acht Monaten, also kaum einen halben Centimeter am Tage.

Die Ablation wirkt dem Schwellen des Eises entgegen, wie die Höhen der Fusspunkte über N_b und die Wimpelhöhen über dem Eise beweisen, und zwar wird ihr Einfluss durch die eigene Vertikal-Bewegung des Eises nicht kompensiert. Den Gang der Ablation habe ich in den neunzehn Tabellen in zwei Teile zerlegt und durch gestrichelte Grenzen abgeteilt; der erste, positive Teil besteht in einer äusseren Vermehrung des Eises durch Häufung von Schnee, der zweite, negative in einer äusseren Verminderung durch Abschmelzung, also in der eigentlichen Ablation. Jener ist im Winter, dieser im Sommer bemerkbar.

Die Vermehrung durch Schnee ist ohne Bedeutung und tritt nur bei einzelnen Punkten (3, 4, 5, 7, 9, 15, 16) vorübergehend in die Erscheinung. Der Erfolg ist der, dass die Höhen der Fusspunkte über N_b in dieser Zeit eine stärkere Zunahme zeigen, als jene des Wimpels, weil bei ihnen zu der Schwellung des Eises eine äussere Erhöhung der Oberfläche durch Häufung von Schnee tritt; gleichzeitig werden natürlich die Wimpelhöhen über dem Eise geringer. Diese Veränderung ist jedoch gering und nur im Winter von kurzem Bestand.

Der Schwund der Oberfläche tritt dagegen ganz allgemein ein und zeigt sich in einer starken Vergrösserung der Wimpelhöhen über dem Eise. In der Regel ist er schon anfangs Juni erkennbar, doch der Hauptbetrag fällt in die Zeit vom 16. Juni bis 10. Juli, wo die Höhen der Fusspunkte über N_b einen starken Abfall und die der Wimpel über dem Eise dementsprechend eine plötzliche Zunahme zeigen, während die letzteren bis dahin konstant blieben und dadurch die Richtigkeit der Beobachtungen bestätigen konnten.

Wo die Zunahme der Wimpelhöhe an der Stange selbst gemessen ist, zeigt sich eine gute Übereinstimmung mit den aus den trigonometrischen Messungen

abgeleiteten Resultaten, da die Beträge vom Oktober 1892 den trigonometrisch gewonnenen Anfangswerten und die vom Juli 1893 den Endwerten der Wimpelhöhen über dem Eise nahezu gleichen. Fast in allen Fällen übertrifft die Grösse der Ablation hier nicht allein den Betrag der Häufung des Schnees, sondern auch den der Erhöhung der Oberfläche durch das Schwellen des Eises. Da die Beobachtungen die Zeit der stärksten Ablation (Juli, August) nur zum kleinsten Teil in sich schliessen, übertrifft der Gesamteinfluss der Ablation den des Eisschwellens noch weit mehr, als es die obigen Tabellen lehren. Selbst wenn das Schwellen des Eises ebenfalls in diesen Monaten stärker sein würde, als in der Beobachtungszeit, würde es sich doch lange nicht in dem Maasse steigern, wie es die Ablation thut. Unter allen Umständen unterliegt deshalb das Inlandeis im Karajak-Gebiet einem ständigen Rückzug, wie wir auch schon aus dem Charakter des Kryokonithorizontes und der Verteilung der alten und heutigen Moränen schlossen, weil das Schwellen des Eises den Betrag des Schwundes von aussen her nicht erreicht. Der Rückzug wird durch das Schwellen nur etwas verzögert.

Ob die Vertikal-Bewegung, die hier geschildert ist, an anderen Stellen des Inlandeises zeitweilig den Betrag der Abschmelzung zu übertreffen und dadurch einen Vorstoss des Eises zu bewirken vermag, werde ich später erörtern. Vor der Nordstufe ist es scheinbar der Fall, da die Tabellen, Seite 222 ff., am Rande eine Zunahme der Eishöhen zeigen; doch beruht dies nur darauf, dass die Beobachtungszeit dort schon Ende Juni schliesst und die Zeit des stärksten Schwundes nicht in sich begreift. In Wirklichkeit wird auch dort die jährliche Wirkung des Schwellens und der Häufung von Schnee zusammen genommen durch den jährlichen Betrag der Ablation übertroffen.

Vor allem ist nachdrücklich zu betonen, dass eine Vertikal-Bewegung besteht und auf der Tasiusak-Stufe mit einem langsamen Vordringen des Eises gegen das Land verbunden ist (Tafel 16). Diese Bewegungen sind unbedingt und unbeeinflusst durch die Formen des Landes, welche die anders gerichteten Bewegungen des Eisstroms erzeugen, die im nächsten Kapitel erörtert werden. Die hier behandelten Schiebungen sind jene, welche schon mehrfach als Bewegungen des Inlandeises bezeichnet wurden.

Veränderungen der Oberflächenformen.

Die Oberflächenformen des Inlandeises sind im vierten Kapitel beschrieben und dabei in zwei Gruppen unterschieden. Die erste enthält die Hauptstrukturformen, deren Entstehung auf Bewegungsvorgängen beruht, und umfasst die Blaubänder mit der ihnen zugehörigen Furchung, die Spalten und die Schichten; die zweite besteht aus den rein äusserlichen Bildungen, welche durch die Thätigkeit des Wassers entstehen, und schliesst die Bachläufe und die Kryokonitlöcher ein. Von den ersteren bestimmen Blaubänder und Spalten hauptsächlich den Charakter der Eisoberflächen, während die Schichtung nur in den tieferen Lagen in die

Erscheinung tritt; durch die letzteren sind die untergeordneten Formen der Oberflächen bedingt und, so zu sagen, bei der Gestaltung des Bildes die feinen Linien gezeichnet.

Bei der Schilderung des Wesens der einzelnen Formen habe ich ihre Entstehung und ihre Umbildung schon vielfach berührt; ich kann mich deshalb an dieser Stelle kurz fassen und auf die Mitteilung von einigem statistischen Material beschränken. Es handelt sich vornehmlich darum, die Grösse der Wasserthätigkeit zu umgrenzen, welche die zweite Gruppe der Oberflächenformen gestaltet und bei der ersten nachhilft; der Einfluss der Bewegung kann nach der eingehenden Behandlung im vierten Kapitel nun erst durch die Darstellung der Strukturverhältnisse eine weitere Beleuchtung erfahren. Ich berühre deshalb hier von den Bewegungsformen nur das, was in verschiedenen Zeiten von aussen gesehen ist und dabei zur Ergänzung der früheren Schilderung beitragen kann; den Hauptinhalt dieses Abschnittes bildet die Darstellung der äusseren Veränderungen der Oberflächenformen durch Häufung von Schnee und durch Ablation, auf die ich am Schluss des vorigen Abschnittes geführt worden bin.

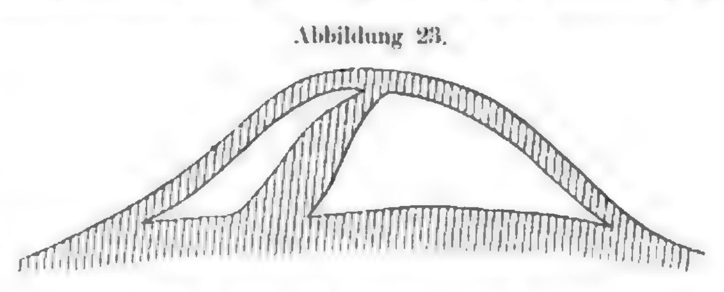
Vor der Nordstufe des Karajak-Nunataks fand ich die Blaubänder bei unserem zweiten Besuch im Juni 1893 an verschiedenen Stellen nach Form und Lage verändert. So war das Bohrloch, in welchem die Stange 32 stand, im September 1892 von einem Bande durchschnitten, von dem im Juni 1893 nichts mehr zu sehen war; dagegen waren einige andere Bänder in der Nähe davon in derselben Lage und mit denselben Verwerfungen erhalten geblieben. Bei der Marke 33 hatte sich die Lage einiger Bänder im Verhältnis zu dem Bohrloch geändert, auch waren einige feine, neue Linien dazwischen entstanden. Von den feinen Bändern, die ich 1892 bei Stange 42 gesehen hatte, konnte ich 1893 nichts mehr entdecken, dagegen zog nun ein neues dickes Blauband unweit der Stange vorbei.

Auf der Tasiusak-Stufe fiel im Juli 1893 vielfach ein Mangel an Blaubändern auf, wo im Oktober 1892 eine grosse Fülle zu sehen war. Der Grund hierfür lag jedoch nicht in einer Abwesenheit dieser Strukturlinien, sondern nur in der fortgeschrittenen Zersetzung der Oberfläche, welche im Juni die Konstruktur so gelockert hatte, dass sich die Bänder von dem umgebenden Eise nicht mehr abhoben. Dieses war besonders auf den ebeneren Gebieten der Fall, während auf den stark gebuckelten und zerklüfteten Teilen im Sommer ein gleicher Reichtum an Bändern zu sehen war, wie im Herbst vorher. Vor der Nordstufe war die Unterscheidung im Juni noch möglich gewesen (Tafel 19), weil in dem Anfangsstadium der Lockerung, das in den Juni fällt, die Körner der Blaubänder mehr von einander gelöst sind, als die des umgebenden Eises, vermutlich weil sie eine einfachere Gestalt besitzen und nicht so fest ineinander verzahnt sind. Dieser Unterschied, der die Blaubänder in dem Beginn des Prozesses hervorhebt, wird bei fortschreitender Zersetzung verwischt.

Am Fusse des Eisabfalls zur Tasiusak-Stufe war eine Erscheinung häufig, welche Abbildung 23 im Querschnitt darstellt, nämlich Grotten, deren Decken sich zwischen

zwei Blaubandlängsfurchen über den dazwischen liegenden Rücken wölben. Sie erscheinen wie horizontal gelagerte Spalten, deren obere Wand eine Wölbung erfahren hat. Häufig ist das Gewölbe oben aufgebrochen; stellenweise hat sich auch, wie in Abbildung 23, von der oberen Wand eine Eisschale gelöst, die mit der unteren Wand zusammenhängt und die Grotte teilt. Oben wie unten sah man viele Blaubänder in der Längsrichtung der Grotte, welche um so deutlicher ausgeprägt waren, weil in der Grotte das Eis vor Zersetzung durch die Sonnenstrahlen geschützt ist.

Abbildung 23.



Querschnitt durch eine parallel zu den Blaubändern liegende Eisgrotte.

Ich könnte noch viele Einzelbeobachtungen über Veränderungen der Blaubänder anführen, doch zeigen sie alle dasselbe, wie die Fälle, die ich genannt habe. Das Verschwinden der blauen Linien und ihre Neubildung an der gleichen Stelle bestätigt die Auffassung, welche im vierten Kapitel entwickelt ist, nämlich dass die Blaubänder die Folge von Druckwirkungen sind. Auch die Grotten, die sich von Furche zu Furche spannen, führen zu dem gleichen Schluss, weil ihre Wölbungen durch einen seitlichen Druck gebildet erscheinen.

Von Einzelbeobachtungen über Veränderungen der Spalten mache ich ebenfalls nur einige namhaft. Das Bohrloch der Stange 33 wurde im Herbst 1892 von einem frischen Sprung durchschnitten, von welchem im Juni 1893 nichts mehr zu sehen war; dagegen ging nun ein feiner Sprung nicht weit neben dem Loche vorbei. Bei der Marke 34 war 1893 an derselben Stelle ein Sprung, wie im Jahr vorher, nur hatte er sich stellenweise bereits zu einem 7 cm breiten blauen Querbande mit einer deutlichen Mattfläche in der Mitte geschlossen. Neben Punkt 39 sah ich 1892 einen frischen Sprung von nur 2 cm Breite geöffnet; im Juni 1893 klaffte an seiner Stelle eine über 1 m breite, aber nicht tiefe Spalte, auf deren Grund Wasser floss. Ein offener Sprung, der sich 1892 bei Punkt 40 fand, war 1893 nur noch als blaues Querband kenntlich. Klaffende Spalten, die ich 1892 bei den Punkten 43 und 44 gesehen hatte, waren 1893 viel weniger geöffnet und zum Teil von stehendem Wasser erfüllt. Der hohe Buckel, auf dem die Stange 47 stand, war im Jahr 1893 von einer weiten Spalte zerrissen, die 1892 noch nicht vorhanden war; sie erschwerte bei der Revision der Marken die Aufstellung des Instruments und die Beobachtung sehr, und die Stange wäre sicher nicht an dem Ort, wo sie stand, errichtet worden, wenn die Spalte 1892 schon vorhanden gewesen wäre.

Nach einem scharfen Frost im September 1892 waren in dem Eisgebiet des dritten Markenastes fast sämtliche Buckel von neuen Rissen durchschnitten, und es schien mir damals, als ob sie bei der Spaltenbildung vor den Mulden dazwischen

bevorzugt wären. Es könnte dies darin seinen Grund haben, dass die Buckel dem Eindringen der niederen Temperaturen grössere Flächen aussetzen und damit für die Entstehung von Spannungszuständen berufener sind, als die Mulden dazwischen. Indessen habe ich bei späteren Eiswanderungen einen Unterschied in dieser Richtung nicht mehr wahrnehmen können.

Ich könnte noch viele Beobachtungen über Neu- und Umbildung von Spalten anführen, doch zeigen sie alle dasselbe und bestätigen die Auffassung, die ich im vierten Kapitel entwickelt habe. Die Spalten entstehen an den durch Bewegung dafür vorbereiteten Stellen; ein scharfer Temperaturwechsel ist in der Regel der Anlass dazu. Die Ausarbeitung und Umbildung besorgt zum grossen Teil das fliessende Wasser, doch nur in den Gebieten, in denen die Bewegungsverhältnisse ihre Erweiterung unterstützen. Die Wasserthätigkeit ist dabei jedoch nicht nebensächlich, denn ein grosser Teil der Spalten, den wir im Herbst weit und klaffend gefunden hatten, war im Juni und Juli geschlossen, von stehendem Wasser erfüllt, oder von Bächen durchrieselt. In der Zwischenzeit hatte die Arbeit des Wassers geruht; die Spalten waren deshalb in den unteren Teilen zusammengedrückt und fanden erst im Juni ihre Wiedereröffnung durch Wasser.

Auf der Tasiusak-Stufe lagen die gleichen Verhältnisse vor; ich habe hier ausserdem einige Richtungsänderungen feststellen können, welche die Seite 87 entwickelte Ansicht über die Drehung der Spalten bestätigen. Gerade in den Gebieten nämlich, wo Drehungsspalten vorhanden waren, nämlich bei den Stangen 1, 4, 5 des Markensystems der Tasiusak-Stufe in weiterer Ferne vom Hüttensee, waren die Winkel zwischen der Richtung der frischen Risse und der nach dem Fixpunkt Seeberg von Oktober 1892 bis Juli 1893 vergrössert, während die Bewegung, welche dort herrscht, sie verkleinern müsste, wenn die Spaltenrichtung selbst konstant blieb. Dieser Umstand spricht dafür, dass die Spaltenrichtung in der Bewegung eine Drehung erfährt, wie ich es Seite 87 ausführte. Bei anderen Punkten dieses Systems, wo nur einfache Spalten vorlagen, ist indessen eine derartige Drehung der Richtung nicht beobachtet worden, vielmehr im Gegenteil eine solche, welche der Bewegung des Punktes bei konstant bleibender Spaltenrichtung entspricht (Marke 8, 13, 17, 18).

Die Veränderungen der Schichtung müssen im Anschluss an die Strukturverhältnisse des Eises behandelt werden; ich kann sie deshalb hier übergehen. Von den Wasserläufen erwähnte ich schon im vierten Kapitel die Konstanz der Lage und die mit der Jahreszeit veränderliche Form. Auch von den Kryokonitlöchern wurden die Schwankungen der Formen bei einem festen Bestande des sie bildenden Staubhorizonts teilweise in genau der gleichen Lage geschildert. Die Veränderungen, welche mit diesen Formen vorgehen, beruhen auf dem Schwunde der Oberfläche und der Häufung von Schnee, also auf denjenigen Wirkungen des fliessenden und festen Wassers, welche nicht an bestimmte Grenzen gebunden, sondern über weite Flächen verteilt sind. Diese beiden Faktoren verringern oder verstärken bei der Ausbreitung des Inlandeises den Einfluss der Bewegung

und bedürfen deshalb einer näheren Umgrenzung nach ihrem Auftreten und ihrer Grösse.

Die Ansammlung von Schnee ist in der Randzone nur von vorübergehender Bedeutung, während sie nach den Schilderungen von J. A. D. Jensen,[1] F. Nansen[2] und T. V. Garde[3] im Innern dauernd den Charakter der Oberfläche bestimmt. Der Schnee wird bei den niederen Temperaturen in der Regel locker gehäuft, verfestigt sich dann aber unter Einwirkung der Sonne und der Föhnwinde ganz oder nur in den oberen Lagen je nach der Zeitdauer, in welcher er der Einwirkung unterliegt. Der Beginn der Verfestigung besteht in der Ausbildung einer harten Kruste, auf der man tiefe Schüttungen oder auch nur oberflächlich überbrückte Spalten unter Umständen, ohne einzusinken, zu überschreiten vermag; das Endergebnis der Verfestigung ist die Ausbildung eines Gemenges von klaren kompakten Körnern, die unter günstigen Bedingungen des Wachstums, nämlich bei häufigem Wechsel von Anschmelzen und Wiedergefrieren, sehr schnell die Grösse einer Erbse, ja einer Haselnuss erreichen können. Ich habe Ansammlungen von solchen Körnern an verschiedenen Stellen auf dem Inlandeise, wo während unserer Anwesenheit im Herbst Schnee angehäuft war, im Juni gesehen. Da der Winter ungünstig für das Wachstum der Körner ist, kann man als sicher annehmen, dass es der langen Zwischenzeit des Winters garnicht zur Ausbildung derselben bedarf, sondern dass eine kurze Periode im Frühjahr oder Sommer dazu genügt. Die Körner einer solchen Ansammlung liegen meist lose und sind nicht mit einander verzackt und verzahnt, so dass sie unter jedem Tritt sich rasselnd bewegen; sie unterscheiden sich dadurch wesentlich von den Körnern des Landeises selbst, welche einen Zusammenhang bewahren, auch wenn ihr Gefüge schon durch Schmelzprozesse eine Lockerung erfahren hat.

Es giebt noch eine zweite Art der Verfestigung des Schnees auf der Oberfläche, die ich im Frühjahr auch an vielen Stellen in den Ansammlungen des im Herbst gefallenen Schnees ausgebildet fand. Sie besteht in einer Verkittung der feinen Schneenadeln und Sterne zu klumpigen Stengeln, die eine Länge von 5 cm und darüber erreichen können. Jeder Stengel ist nicht ein einheitliches Gebilde, wie das kompakte Korn, das ich vorher erwähnte, sondern nur ein Streifen von zusammengebackenen kleinen Körnchen. Während die erste Art mit Vorliebe dort entsteht, wo eine dünne Schneehäufung in einer flachen Mulde an einen Eisbuckel angelehnt ist, bildet sich das Stengeleis besonders in den schneeerfüllten Bachläufen aus; seltener findet man es in den flacheren Eisschalen zwischen den Buckeln. Wegen dieser Verschiedenheit der Lage, sowie wegen der des Aussehens und der Struktur bin ich zu der Überzeugung gelangt, dass sich das Stengeleis unter schneller Einwirkung reichlichen Wassers bildet, während das lose Korneis bei

[1] Meddelelser om Grønland I, S. 56.
[2] Petermann's Mitteilungen, Ergänzungsheft 105, Gotha 1892, S. 85 f.
[3] Meddelelser om Grønland XVI, S. 39.

häufig wiederholter, aber kurzdauernder Schmelzwirkung, also unter dem Einfluss einer oft, aber stets langsam sickernden, geringen Wassermenge entsteht. Wie sich aus diesen beiden Arten des Schneeeises der Oberfläche das Landeis selbst entwickelt, werde ich später erörtern.

Die Menge des verfestigten Schnees hängt naturgemäss von der Häufigkeit und der Stärke der Schmelzwirkungen ab, und diese wiederum von der Höhenlage des Schnees. Während in der Randzone die Schneehäufungen vollkommen verfestigt werden können, wenn sie lange genug liegen bleiben, ist dies im Innern Grönlands nicht mehr der Fall; denn F. Nansen und T. V. Garde schildern, wie die Schmelzprozesse des Innern nur dazu ausreichen, um über den Schneehäufungen im Sommer harte Krusten zu bilden, welche die Jahreslagen von einander trennen.

Man wird zwischen dem Gebiet, wo noch alter Schnee verfestigt werden kann, und dem, wo sich nur noch eine Kruste bildet, naturgemäss nicht scharf unterscheiden, weil viel von der Form der Ansammlung abhängt. Wenn auch im Innern die Unebenheiten der Eisoberflächen verschwinden und damit die Grundlage für Verschiedenheiten in der Form der Schneehäufung, wird es doch bei den Ungleichheiten, die nur durch die Art des Falles im Winde bedingt sind, und den geringen Neigungsverhältnissen der Eisoberfläche eine breite Grenzzone geben, in welcher durchweg verfestigter Schnee mit nur überkrustetem wechselt. Die Unbestimmtheit der Grenze wird dadurch verstärkt, dass die Grade der Verfestigung einem stäten Wechsel unterliegen. Auch im Meeresniveau giebt es noch neben ganz verfestigtem nur überkrusteten Schnee.

Dagegen hat das Inlandeis, wie jedes Hochland, eine Schneegrenze, welche die Gegenden, denen der Schnee dauernd erhalten bleibt, von jenen, wo er im Sommer wieder verschwindet, unterscheidet. Dieselbe ist eindeutiger, als auf dem Lande, durch das Klima bestimmt, weil die Oberflächenformen des Eises weniger Schutz gewähren und die Wasserwirkung sehr verbreitet ist. Während auf dem Lande im Schutz von Klüften und Senken Schneeflecken unter der Schneegrenze überall auch im Sommer bis zum Meere erhalten bleiben, sodass die orographische Schneegrenze[1] in Grönland mit dem Wasserspiegel zusammenfällt, wird auf dem Inlandeise fast aller Schnee unterhalb der klimatischen Schneegrenze verwaschen, sofern er nicht durch Verschluss von Spalten oder auf andere Weise dem Eiskörper selbst einverleibt ist.

Indessen besteht die Schneegrenze auf dem Inlandeise bei den geringen Neigungsverhältnissen der Oberfläche naturgemäss nicht in einer scharfen Linie, sondern in einer Zone. Ihre Höhe wird von T. V. Garde[2] im südlichsten Grönland auf 700 bis 900 m angegeben, und ungefähr den gleichen Betrag nennt

[1] F. Ratzel in „Anleitung zu wissenschaftlichen Beobachtungen auf Reisen", Berlin 1888, Band I, S. 615 ff. — Hohengrenzen und Hohengürtel, Zeitschrift d. D. u. O. Alpenvereins, 1889, Band XX.

[2] Meddelelser om Grønland XVI, S. 39.

J. A. D. Jensen[1] für die Gegend von Frederikshaab. Für die eisfreien Küstenfelsen der Nordostbucht giebt K. J. V. Steenstrup[2] mindestens 900 m Höhe an; er meint, dass das Inlandeis in seiner Gesamtheit über der Schneegrenze liegt, obgleich sein Rand auf dem Lande in 500 bis 600 m Höhe endigt und im Hintergrunde der Fjorde bis zum Meeresspiegel herabgeht. A. Helland[3] ist dagegen der Ansicht, dass weite Gebiete des Inlandeises unter der Schneegrenze liegen.

Ich schliesse mich nach genauerer Kenntnisnahme der Schneeverhältnisse der Ansicht von A. Helland an, nicht allein, weil die Randgebiete des Inlandeises äusserlich auf weite Strecken unter die Schneegrenze, die für das Land gilt, herabgehen, indem sie in Felsenhöhen hineindringen, die nicht im stande sind, ihrerseits Schnee zu bewahren und daraus Hochlandeis zu erzeugen, sondern auch, weil auf weiten Gebieten des Eises selbst der Schnee im Sommer wieder verschwindet, und sogar vollständiger, als auf dem Lande daneben. Hieraus folgt auch, dass das Inlandeis die Schneegrenze nicht wesentlich herabzudrücken vermag.

Die Höhe der Schneegrenze ist auf der Halbinsel Nugsuak bei 860 m gelegen, wie ich im zwölften Kapitel erörtern werde, und auf dem Inlandeise liegt sie nicht wesentlich anders. Wir fanden wohl im Juli 1892 noch in 600 bis 700 m Höhe reichliche Ansammlungen, die zweifellos vom Winter oder Frühjahr herstammten, weil der Schnee von der gleichen Beschaffenheit war, wie der, welcher in der zweiten Hälfte des Juni bei 500 bis 600 m und in der ersten Hälfte auch bei 200 m noch allgemein verbreitet war und an verschiedenen Stellen als das Verfestigungsprodukt alter, von Herbst und Winter herrührender Häufungen mit Sicherheit erkannt werden konnte; aber Mitte September war Schnee von solchem Aussehen bei 700 m nicht mehr zu bemerken. Dagegen hatten seit Mitte August in diesen Höhen Fälle von Neuschnee stattgefunden, welche ein anderes Aussehen hatten und von den alten Ansammlungen wohl zu unterscheiden waren. Man kann hiernach als sicher ansehen, dass der Winterschnee auf dem Inlandeise bis über 700 m hinaus in jedem Sommer verschwindet und kann die Schneegrenze in die Höhenzone von 700 bis 800 m versetzen.

Die Schneeschmelze beginnt bei 500 m Höhe Anfang Juni, bei 200 m bereits Mitte Mai; geringe Zerstörungen haben natürlich schon früher stattgefunden, denn die erste deutliche Schmelzwirkung bei 200 m Höhe sah ich bereits am 30. März, doch kommen diese noch kaum in Betracht. Wenn aber die wirksame Schmelze im Mai begonnen hat, schreitet sie bald gewaltsam vorwärts. Zunächst durchdringt das Schmelzwasser der obersten Lagen die tieferen Schichten und verkittet die winzigen Körnchen zu jenen klumpigen Stengeln, wo nicht unter besonderen Bedingungen kompakte Körner zur Ausbildung kommen. In den Bachläufen

[1] Meddelelser om Grønland I, S. 56.
[2] Ebendaselbst IV, S. 74 f.
[3] Om de isfyldte Fjorde og de glaciale Dannelser i Nord-Grønland S. 6 ff. (Archiv f. Math. og Naturv. 1876).

rieselt ein schmaler Wasserfaden in der Mitte der breiten, schneeerfüllten Kanäle; man kann aber die Schneefüllungen an seinen Seiten nicht mehr betreten, weil sie vom Wasser durchtränkt sind und man durch die oberste trügerische Kruste von Stengeleis hindurchbricht, um in einem dicken, nassen Brei zu versinken. Die winzigen Rinnsale werden anfangs häufig durch Körner und Stengel, die sie mitführen, verstopft, sodass das Wasser an den Seiten übertritt und niedrige Wälle aufwirft, welche wie Lippen die Wasserfäden einfassen und häufig auch in mehreren Zügen neben einander begleiten.

Dieser Übergangszustand währt nicht lange; der kurze Sommer bricht sich gewaltsam Bahn. Der Schnee in den flachen Senken vergeht, die Bachrinnen werden ausgespült und die Spalten erweitert; überall sieht man Wasserfäden und Bäche rieseln und die Randseen füllen. Im Juli sind nur noch vereinzelte Ansammlungen von altem Schnee zu entdecken, und im August sucht man bis 700 m Höhe vergebens darnach. Aus der Ferne betrachtet sahen die Eisflächen zwar gerade in dieser Zeit weiss aus, wie Schnee; doch wenn man sie betritt, findet man nur die schlackig zersetzten, von zahllosen Poren durchlöcherten und ineinander gezackten Eiskörner, welche in diesem Stadium wegen ihres Luftreichtums dieselbe Farbe, wie frisch gefallene Schneekörner, haben.

Mitte August beginnen auf den Höhen schon wieder merkbare Fälle von Neuschnee, so dass ihre Häufungen sich mit den letzten Resten des alten Schnees noch begegnen. Man kann im Gebiet der Nordostbucht zwar das ganze Jahr hindurch bis zum Meer Schneefall erwarten, wie ein am 18. Juli von Dr. Vanhöffen 20 m über dem Meer beobachteter Fall von Schneesternchen zeigt, doch kommen solche Sommerfälle für den Charakter des Landes und der Eisoberfläche nicht in Betracht. Selbst die Fälle im August, September und Oktober vermögen noch keinen bestimmenden Einfluss auszuüben, weil sie von den heftigen Winden verweht werden und bei der grossen Trockenheit der Luft schnell wieder verdunsten. In den Senken der Eisoberflächen, in Spalten und Mulden wird der Neuschnee in dieser Zeit schon zusammengepackt und durch den Druck der Stürme verdichtet, aber die Buckel und Spitzen daneben sind glatt und blank; da auch die Poren des Eises dann ausgefüllt und ausgefroren sind, hat dieses jene blaue Farbe, welche für den Herbst und häufig auch für den Winter sehr charakteristisch ist.

Die Ablation hört demnach beim Beginn des Neuschnees nicht auf und hat sich während unserer Anwesenheit noch bis in den November wirksam bethätigt; während man im September Flecken und Wellen von Schnee fand, welche die Begehung der verglatteisten Flächen erleichterten, war dies im Oktober kaum mehr der Fall. Am 14. Oktober wurde ich auf dem Grossen Karajak-Eisstrom bei 250 m Höhe von einem Föhn überrascht, welcher die schon sehr spärlich und dünn verbreiteten Schneeflecken vollständig zerstörte, sodass jeder Halt für den Fuss verloren ging und der Rückweg zum Lande äusserst mühsam war, weil wir fortwährend glitten und fielen. Der Föhn hatte das Wasser auf dem Eise wieder entfesselt; überall rieselten die Wasserfäden und Bäche und zerstörten den Schnee.

Am 13. November konnte ich den Eisrand an der Stelle, wo wir Anfang September mit leichter Mühe auf das Inlandeis hinaufgestiegen waren, ohne Steigeisen nicht mehr erklimmen. Erst vom 19. November an kamen mehrere frische Schneefälle, welche für die glatten Eisflächen eine gangbare Hülle schufen und Wanderungen ohne Eissporen von neuem ermöglichten. So ist es dann geblieben, bis im nächsten Juni der Schmelzprozess von neuem begann.

Es folgt also auf die ständige Wasserwirkung, die im Juni beginnt, im Juli ihren Höhepunkt erreicht und im August wieder abnimmt, eine vorübergehende, welche durch die Föhne entfesselt wird, und eine trockene Verdunstung, die sie begleitet. Diese Momente wirken zusammen, um im Sommer und Herbst den alten Schnee bis zu Höhen von über 700 m fast ganz zu zerstören, und um den Einfluss der frischen Fälle, die sich im August noch mit den Resten der alten begegnen, so einzuschränken und im Verlaufe der Herbstmonate zu vernichten, dass sie den Charakter der Oberfläche nicht mehr bestimmen und man von einer Schneelosigkeit der Randgebiete sprechen darf. In diesem Sinn kann man die Schneegrenze auf dem Inlandeise des Karajak-Gebiets in die Höhenzone von 700 bis 800 m versetzen.

Über der Schneegrenze bleiben die Schneefälle erhalten und häufen sich gegen das Innere nach den Schilderungen von F. Nansen und T. V. Garde reichlich und tief; sie müssen den Einfluss der inneren Veränderungen, welche jenseits der schmalen Randzone das Einsinken der Eisoberfläche bewirken, naturgemäss von aussen her aufheben. Unter der Schneegrenze aber kommt die Ablation zu ihrem Recht, da ihre Wirkung durch Schneefälle nur vorübergehend gehindert wird; sie muss den Betrag des Einsinkens infolge des inneren Schwundes verstärken.

Über die Grösse der Ablation giebt die Tabelle, Seite 222 ff., für das Eisgebiet vor der Nordstufe Auskunft. Ich lasse hier noch drei Tabellen folgen, welche eine Übersicht über die Grösse der Ablation auf der Tasiusak-Stufe geben.

Ablation auf der Tasiusak-Stufe.

I. Am Markensystem in der Hüttenbucht (Karte 2).

Punkt	Meereshöhe	Beobachtungszeit		Ablation
		Anfang	Ende	
1	214 m	2. X. 92	5. VII. 93	etwa 1,3 m
2	200	—	—	„ 1,4
3	190		—	„ 1,4
4	200		—	„ 1,3
5	198	—	—	„ 1,3
6	198	—	—	„ 1,3
7	184	14. X. 92	—	„ 1,1
8	185	—	—	?
9	186	—	—	„ 1,4
10	196		—	„ 1,4

Punkt	Meereshöhe	Beobachtungszeit		Ablation
		Anfang	Ende	
11	201 m	14. X. 92	6. VII. 93	etwa 1,3 m
12	190	22. X. 92	—	?
13	197	—	—	„ 1,3
14	198	—	—	„ 1,2
15	196	—	—	„ 1,3
16	196	—	—	„ 1,3
17	195	—	—	„ 1,3
18	201	—	—	„ 1,2
19	190	23. X. 92	—	„ 1,2
20	184	—	—	„ 1,3
21	183	—	—	„ 1,3
22	202	—	—	„ 1,3
7	184	2. X. 92	14. X. 92	0,09
8	185	—	—	0,07
12	190	14. X. 92	22. X. 92	0,03

Die genaue Grösse der Ablation kann bei diesen Stangen nicht angegeben werden, weil sie im Juli 1893 sämtlich umgefallen waren. Sie lagen in horizontalen Kanälen, die das ursprüngliche Bohrloch so schnitten, dass die unteren Enden der Stangen 50 bis 60 cm über dasselbe hinausragten; die Stangen hatten also in schräger Stellung an der Eisoberfläche gegen die eine, und am Grunde des Bohrloches gegen die andere Seite des letzteren gedrückt und waren so allmählich durch seitliches Einschmelzen in die horizontale Lage übergegangen. Die ursprünglichen Bohrlöcher waren indessen noch kenntlich, sodass die Ablation den Betrag ihrer ursprünglichen Tiefe noch nicht ganz erreicht hatte. Ich habe den letzteren als ungefähre Grösse der Ablation angegeben und erhalte damit bei den meisten Stangen etwas zu grosse Werte, wenn es auch möglich ist, dass an einer oder der anderen Stelle das Loch nach dem Umfallen der Stange durch Weiterschmelzen des Staubes an seinem Boden selbständig weiter vertieft ist; in diesem Falle würde die ursprüngliche Tiefe der Löcher kleiner sein als die Grösse der Ablation.

II. Am Markensystem am Hüttensee (Abbildung 22, Seite 227).

Punkt	Meereshöhe	Beobachtungszeit		Ablation
		Anfang	Ende	
1	176 m	27. X. 92	9. VII. 93	0,90 m
2	178	—	—	0,97
3	172	—	—	1,31?
4	167	—	—	0,62
5	168	—	—	0,25

Punkt	Meereshöhe	Beobachtungszeit		Ablation
		Anfang	Ende	
6	160 m	27. X. 92	9. VII. 93	— m
7	166	—	—	0,90
8	160	—	—	—
9	167	28. X. 92	—	0,95
10	175	—	—	0,90
11	197	—	—	0,98
12	187	—	—	0,89
13	169	—	—	1,03
14	167	—	—	—
15	159	—	—	—
16	155	31. X. 92	—	—
17	172	—	—	1,33
18	172	—	—	1,12
19	167	—	—	1,33

III. An einzelnen Stangen in der Hüttenbucht.

Punkt	Meereshöhe	Beobachtungszeit		Ablation
		Anfang	Ende	
a	166 m	17. VII. 92	16. VIII. 92	1,07 m
—	—	16. VIII. 92	20. X. 92	0,35
b	180	17. VII. 92	16. VIII. 92	1,02
—	—	16. VIII. 92	20. X. 92	0,59
c	190	17. VII 92	16. VIII. 92	1,10
—	—	16. VIII. 92	20. X. 92	0,65
d	200	17. VII. 92	16. VIII. 92	0,94
—	—	16. VIII. 92	20. X. 82	0,59
e	172	17. VII. 92	16. VIII. 92	1,18
—	—	16. VIII. 92	20. X. 92	0,61

Die Abhängigkeit der Ablationsstärke von der Meereshöhe ist aus den obigen Tabellen weder vor der Nordstufe noch auf der Tasiusak-Stufe zu ersehen. In dem ersteren Gebiet zeigen die Tabellen, Seite 222 ff., zwar ein Wachstum der Ablation bei den geringeren Höhen des dritten Markenastes, doch fällt dasselbe deutlich mit dem Wechsel des Endtermins zusammen, indem die betreffenden Grössen vom 22. zum 24. Juni um etwa 10 cm und vom 24. zum 25. Juni wieder um 10 cm wachsen. Da der Schwund an einem Tage in dieser Jahreszeit 10 cm ausmachen kann und der 23. Juni durch einen warmen Regen, der 24. durch heissen Sonnenschein in der Abschmelzung sehr wirksam war, ist nicht zu zweifeln, dass die betreffenden Differenzen in dem Hinausschieben des Endtermins und nicht in dem Wechsel der Meereshöhen ihren Grund haben, zumal die letzteren keinen ähnlichen Sprung zeigen.

Auf der Tasiusak-Stufe ist das gleiche der Fall, da die Tabellen I und II keine wesentlichen Differenzen aufweisen und die Ablationsgrössen von Tabelle I ausserdem Maximalwerte sind, welche vielleicht nur aus diesem Grunde jene von Tabelle II ein wenig übertreffen. Auch ein Vergleich der Tabellen von der Nordstufe und der Tasiusak-Stufe lässt keine Abhängigkeit von der Meereshöhe erkennen, weil die Beobachtungszeit auf der letzteren einen halben Monat später endigt, was in jener Jahreszeit Unterschiede des Schwundes von 0,25 m, wie sie die Tabellen zeigen, schon allein vollkommen erklärt.

Ein Einfluss der verschiedenen Entfernung vom Lande auf die Grösse der Ablation tritt ebenfalls nicht hervor, da auf der Tasiusak-Stufe die Tabellen I und II, deren Punkte sich durch den Abstand vom Rande unterscheiden, keine merklich verschiedenen Werte enthalten, und auch auf der Nordstufe die zum Lande hinabreichenden Markenäste kein Wachstum der Ablation zeigen. Dagegen bekunden die Marken 13 und 55 bis 57 sogar eine deutliche Verringerung der Ablation in der Nähe des Landes; dieses erklärt sich dadurch, dass dort am Ende der Beobachtungszeit noch Schnee lag, welcher die Eisoberfläche vor der Abschmelzung schützte und bei den Marken 56 und 57 sogar ein wenig gegen das Vorjahr erhöhte. Ich glaube, dass der Schnee sich am Rande deshalb am längsten hält, weil er auf den geneigten Eisflächen dorthin am meisten angeweht und am dichtesten aufgehäuft wird.

Die Schneedecke ist auch der Anlass dafür, dass die Buckel der Eisoberfläche im Laufe von Herbst, Winter und Frühjahr durch Abschmelzung und Verdunstung mehr an Höhe verlieren, als die Senken und Mulden dazwischen. Dies tritt in den Tabellen nicht hervor, weil fast alle Stangen der besseren Sichtbarkeit wegen auf Buckel gesetzt sind, doch ist es von mir mehrfach festgestellt worden; bei Stange 1 (Nordstufe) hatte z. B. ein Buckel 0,70 m an Höhe eingebüsst, während die Mulde daneben, in welcher die Stange stand, in der gleichen Zeit nur 0,33 m verloren hatte. Der Schnee, der sich naturgemäss in den Mulden festsetzt, schützt diese vor der Ablation, so dass die schneefreien Buckel daneben allein an Höhe verlieren, so lange er liegt. Hierdurch ist die Ausebnung zu erklären, welche die Eisoberfläche im Laufe von Herbst, Winter und Frühjahr erfährt, und die erst in dem kurzen Sommer wieder verschwindet, wenn die Senken vom Schnee gesäubert sind und das Wasser auch in ihnen seine Arbeit beginnt.

Der Hauptunterschied in der Verteilung und der Stärke der Ablation hängt von der Jahreszeit ab. Tabelle III, Seite 251, zeigt, dass ein Sommermonat mehr verrichtet, als die ganze übrige Zeit. Ein Tag kann in dieser Zeit, wie erwähnt, eine Eisschicht von 10 cm und darüber vernichten (Tabelle III, Seite 223 f.), während im Oktober (Tabelle I, Seite 250) etwa ein halber Monat zu der gleichen Arbeit erforderlich ist. Wenn wir von den Ablationsstärken der Tabellen, Seite 222 ff., sowie I und II, Seite 249 ff., das, was Herbst und Frühjahr geleistet haben, nach den vorliegenden Anhaltspunkten in Abzug bringen, geht mit Sicherheit hervor, dass dem Winter nur eine ganz verschwindende Wirksamkeit bleibt, weil die geringen

Beträge jener Tabellen zweifellos im Herbst und Frühjahr entstanden sind und der Sommer in die Beobachtungszeit derselben nicht eingeschlossen ist.

Natürlich wirkt auch im Sommer nicht ein Tag, wie der andere. Nebel und Wolken hemmen den Schwund; Sonnenschein, Regen und besonders die Föhnwinde können in kurzer Zeit ganz ausserordentliche Beträge schaffen. Ich habe Beispiele dafür erwähnt. Es lassen sich deshalb über den Einfluss eines Sommertages und eines Sommermonats nur mittlere Angaben machen. In der Jahresperiode aber werden die Zufälligkeiten sich ausgleichen, und man kann sich über die Grösse der jährlichen Ablation deshalb eine bestimmtere Vorstellung bilden.

Die Stangen, über welche Tabelle III, Seite 251, berichtet, waren Mitte Oktober ganz ausgeschmolzen und umgefallen. Da sie 1,4 bis 1,8 m tief gesetzt waren, hatte der Schwund der Oberfläche in ihrer Nähe von Mitte Juli bis Mitte Oktober diesen Betrag erreicht. Über die Grösse von Mitte Oktober bis Mitte Juli in jener Gegend geben die Tabellen I und II, Seite 249 ff., Auskunft; es ist etwa 1 m. Demnach muss also der Jahresschwund auf der Tasiusak-Stufe in 200 m Höhe 2,4 bis 2,8 m betragen.

Wenn die Tabellen darüber auch keine Auskunft geben, so wird die jährliche Ablation natürlich in grösseren Höhen geringer werden und von der Schneegrenze an nicht mehr zur Verminderung der Eismasse beitragen. Verschwunden ist sie damit nicht, sondern nur durch Häufung von Schnee ausgeglichen oder überwogen; denn selbst auf den grössten Höhen des Inlandeises herrscht Ablation, wie die dünnen harten Krusten innerhalb des weichen Schnees nach den Beobachtungen von F. Nansen und T. V. Garde beweisen. Zur Verstärkung der Ablation in der Tiefe tragen in erster Linie die Föhnwinde bei, deren Kraft gegen den Meeresspiegel hin merklich wächst; in der Höhe wird der Schwund mehr durch die Sonnenstrahlen bewirkt, welche nicht allein eine anhaltende starke Verdunstung veranlassen, wie der stets grosse Feuchtigkeitsgehalt der Luft auf dem Inlandeise beweist, sondern auch noch geringe Mengen von Schmelzwasser bilden.

Die Schneelinie begrenzt also nach oben hin nur das Gebiet, in welchem die Ablation auf das Eis selbst einwirkt und seine Oberfläche erniedrigt. Sie liegt annähernd dort, wo Niederschläge nur noch in Form von Schnee fallen können, da sie mit der Null-Isotherme des wärmsten Tages zusammenfällt, wie ich im XII. Kapitel erörtern werde. Infolge davon fehlen über ihr auch Regenfälle, welche die Abschmelzung in der Tiefe bisweilen plötzlich steigern und besonders wirksam zur Vernichtung der schützenden Schneehülle beitragen können. Dieser Umstand trägt zu einem kräftigeren Schwunde des Eises unterhalb der Schneegrenze bei.

Unter der Schneegrenze erfolgt eine allgemeine Erniedrigung der Oberfläche durch Ablation. So lange die steilen Wölbungen am Rande oder die Mulden und Senken der Höhe noch von Schnee erfüllt sind, werden nur die freien Hügel und Buckel erniedrigt, wodurch im Laufe des Winters die Ausebnung eintritt. Wenn jene frei sind, unterliegen auch sie dem Schwunde, und die kürzere Zeit, in der das geschieht, holt das versäumte nach, weil die Wirkung des fliessenden

Wassers nun in den Tiefenlinien stärker ist, als auf den Höhen; man sieht in jedem Jahr die Ungleichheiten der Eisoberflächen von neuem entstehen.

Jenseits einer schmalen Randzone wird die Erniedrigung, welche von der äusseren Ablation herrührt, durch das Einsinken, welches von dem inneren Schwund bedingt ist, verstärkt; nur in dem Randstreifen wirkt ein Schwellen des Eises dem Schwund entgegen. Aber die Ablation im Karajak-Gebiet ist stärker, als dieses Schwellen, wenn ihre Kraft auch in der Randzone später, als auf der Höhe zu wirken beginnt; daher macht der Rand die allgemeine Erniedrigung mit. Würde er es mit der gleichen Geschwindigkeit thun, wie die inneren Teile, so würde das Eis wegen der geringeren Mächtigkeit des Randgebiets sich schnell zurückziehen. Das Schwellen verlangsamt den Vorgang, aber hindert ihn nicht, und erhält in der Wölbung des Randes die Form der Eisoberfläche, welche den inneren Druckkräften entspricht, die den Gleichgewichtszustand bedingen.

Zehntes Kapitel.

Die Bewegung des Grossen Karajak-Eisstroms.

Von der Eigenbewegung des Inlandeises, die das vorige Kapitel behandelt, gehen wir zur Bewegung der Eisströme über, welche ohne erkennbaren Anfang aus der ersteren hervorgeht, indem das selbständige Vordringen des Inlandeises gegen ein höheres Land durch die Formen desselben abgelenkt wird und zum Meer hinabführt. Durch den Eintritt in die Fjorde wird die Art der Bewegung an sich nicht verändert, aber die Vorgänge, auf denen sie beruht, werden so bedeutsam gesteigert, dass neue Formen der Bewegung entstehen. Denn während in den Gletscherzungen die im oberen Laufe kräftige Bewegung des Eises abnimmt und allmählich erstirbt, während auch das Schwellen des Inlandeisrandes nur eine passive Folge der stärkeren Verschiebungen ist, welche weiter zurück liegen und in einem Einsinken der Oberfläche bestehen, zeigen die Inlandeisströme eine wachsende Beschleunigung der Bewegung gegen das Ende und in diesem selbst eine Geschwindigkeit, welche die Grösse von zwanzig Metern und darüber in vierundzwanzig Stunden erreicht.

Um die Bewegung der Inlandeisströme kennen zu lernen, habe ich während meines vierzehnmonatlichen Aufenthalts in Grönland in erster Linie den Grossen Karajak-Eisstrom, den schon Rink zu den produktivsten und bedeutendsten der Westküste zählte, in allen seinen Theilen dauernd überwacht. Die Einrichtungen, welche in seinem Ursprungsgebiet, im Inlandeise, getroffen wurden, sowie die, welche auf der Tasiusak-Stufe angelegt sind, also dort, wo der Charakter des Inlandeises noch einmal innerhalb des Eisstroms hervortritt, habe ich im vorigen Kapitel geschildert und dort auch die Ergebnisse dargestellt, die ich erhalten habe. Sie zeigten ausser dem Schwellen des Inlandeises gegen das Land auch die Anfänge von der Bewegung des Eisstroms parallel zum Rande des Landes.

Das vorliegende Kapitel wird die Entwickelung und das Ende von der Bewegung des Eisstroms verfolgen. Die Ergebnisse beruhen auf Messungen, welche ausschliesslich nach der zweiten Methode (Kapitel VIII) angestellt sind, also auf Winkelmessungen von festen Landpunkten aus nach den sich bewegenden Spitzen des Eisstroms. Die Gründe dafür, dass Eisspitzen selbst und nicht vorher errichtete Marken beobachtet sind, wurden schon Seite 183 erwähnt.

Als feste Landpunkte dienten die Enden zweier Basislinien, welche auf dem zum Grossen Karajak-Eisstrom gewandten Osthange des Karajak-Nunataks gemessen sind (Karte 2). Sie sind durch folgende Zahlen bestimmt:

Basis Tasiusak, Länge, ...	AB	= 834,0 m
„ Meereshöhe von	A	= 197,6 „
„ „ „	B	= 213,2 „
Randbasis, Länge, ...	AB	= 454,2 m
„ Meereshöhe von . .	A	= 152,1 „
„ „ „ . .	B	= 157,0 „

Die Länge der Basislinien wurde mit Hilfe der Messstange von Dr. W. Reiss bestimmt und hat nur unerhebliche Fehler. Die Meereshöhen der Endpunkte beruhen bei der Basis Tasiusak auf 35, beziehungsweise 33, bei der Randbasis auf 22, beziehungsweise 23 Messungen mit dem Aneroid, Bohne 1622, und einer Auswertung der durch das Quecksilberbarometer kontrolierten Barogramme von der Station Karajak, sodass ihnen eine gute Genauigkeit zukommt. Die Höhen der Randbasis wurden ausserdem durch trigonometrische Messungen bestimmt, indem von ihren Endpunkten verschiedene Punkte des Meeresspiegels eingestellt sind. Die trigonometrischen und die barometrischen Bestimmungen zeigen eine gute Übereinstimmung.

Die Positionen der Eispunkte, welche aus den Basen und den Richtungen von den Endpunkten derselben gegen die Basen nach Formel 8, Seite 176, gewonnen sind, habe ich in Koordinaten ausgedrückt. Der Koordinatenanfangspunkt bei beiden Basislinien ist der entsprechende Endpunkt A; die positive x Koordinate folgt, von ihm ausgehend, der Richtung der Basis, die positive y Koordinate führt senkrecht dazu in den Eisstrom hinein. Die beiden Basen sind so orientiert, dass sie einander parallel gehen; die Veränderungen der Koordinatengrössen eines Eispunktes drücken also bei beiden Grundlinien die gleichen Bewegungsrichtungen aus. Während aber die positive x Richtung bei der Basis Tasiusak längst des Eisrandes gegen das Inlandeis hin läuft, geht sie bei der Randbasis in entgegengesetzter Richtung gegen den Fjord hin; infolge davon stellt sich bei der ersteren eine Bewegung zum Fjord durch eine Abnahme, bei der letzteren durch eine Zunahme der x Koordinaten dar, was natürlich nur ein äusserer Unterschied in der Darstellung ist. Die positiven y Richtungen sind dagegen bei beiden gleichmässig orientiert, so dass eine Abnahme der y Koordinaten eine gegen den Karajak-

Nunatak gerichtete Bewegung bedeutet. Bei der Ableitung der resultierenden Bewegung aus den beiden Komponenten ist hierauf zu achten.

Die Bestimmungen der Eispunktpositionen, aus deren Veränderungen die Bewegungsgrösse und Richtung nach der Formel, Seite 207, folgt, sind stets derart ausgeführt, dass zuerst die Richtungen von den Basispunkten *A* und dann die von den Basispunkten *B* gegen die Basis direkt oder gegen festliegende Landmarken, welche auf die Basis bezogen waren, gemessen wurden. Bei der stätigen Einhaltung dieser Reihenfolge vermeidet man einen Fehler, welchen ich bei meinen Beobachtungen im Juli 1891 am Itivdliarsuk-Eisstrom gefunden hatte und den ich als solchen durch einleitende Beobachtungen am Grossen Karajak-Eisstrom im August 1892 erkannte. Derselbe beruht darauf, dass sich der Eispunkt in der Zeit, welche zwischen der Beobachtung von Basispunkt *A* und der von Basispunkt *B* verläuft, verschiebt. Trotz der Kürze der Zwischenzeit kommt diese Verschiebung bei der heftigen Bewegung der Eisströme, wie folgt, in Betracht (Abbildung 24):

Q sei die gesuchte Position des Eispunktes. Dieselbe folgt aus den in *A* und *B* gemessenen Winkeln α und β als Schnittpunkt der Strahlen AQ und BQ. Wenn nun während der Beobachtung eine Verschiebung stattfindet und etwa die wirkliche Lage des Eispunktes bei der Beobachtung von dem einen Basisendpunkt Q_1 und bei der von dem andern Q_2 ist, so liegt der Schnittpunkt der gemessenen Richtungen etwas diesseits oder jenseits der Linie Q_1 Q_2, in der sich der Eispunkt bewegt hat. Das erstere tritt ein, wenn ich zuerst von *A* beobachtet habe und dann von *B*, das letztere, wenn ich mit *B* beginne.

Abbildung 24.

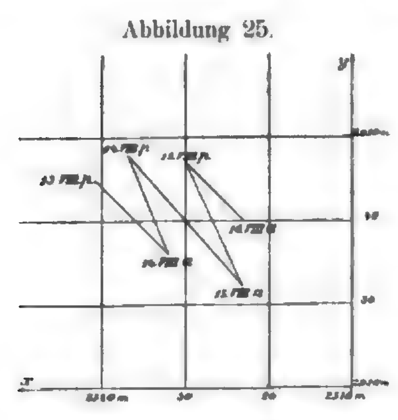
Fehlerquelle bei Positionsbestimmungen.

Die geringe Abweichung von der wahren Lage an sich kommt nicht in Betracht, wenn man stets dieselbe Reihenfolge einhält, weil die Position bei der Messung zu verschiedenen Zeiten dann stets in demselben Sinn fehlerhaft wird und bei der Bildung der Positionsdifferenzen, aus denen die Verschiebung folgt, der Fehler herausfällt. Wenn man dagegen einmal mit *A* und das nächste Mal mit *B* beginnt, so erhält man die Lage von Q einmal zu nah und das nächste Mal zu weit. Infolgedessen wird die Verbindungslinie der beiden Positionen von der wahren Richtung der Bewegung abweichen, während sie im anderen Falle, wenn beide Positionen entweder zu nah oder zu weit liegen, in geringem Abstand ihr parallel geht. Im ersteren Falle wird der Abstand der beiden Positionen, welcher die Bewegungsintensität in der Zwischenzeit darstellt, zu gross, während er im letzteren dem wirklichen Wert fast genau gleicht.

Dass diese Verhältnisse trotz der Kürze der Zeit, welche zwischen den Beobachtungen von den beiden Basisendpunkten liegt, in Betracht kommen, lehrten eine Reihe von Messungen, die ich zur Probe im August 1892 am Grossen Karajak derart ausführte, dass ich die Messungsreihe am Vormittag jedes Tages vom Basispunkt *A*, am Nachmittag von *B* begann. Ein Beispiel für den Verlauf

der Verbindungslinien der Positionen, welche die Bewegung in der Zeit zwischen zwei Beobachtungen darstellen, giebt Abbildung 25. Die scheinbar im Zickzack verlaufende Bahn des Eispunktes entspricht nicht der wahren Verschiebung, wie die zahlreichen unten mitgeteilten Messungen beweisen, sondern entsteht durch die wechselnde Reihenfolge in der Verwendung der Basisendpunkte, wie soeben erörtert. Diese Zickzacklinien habe ich zur unten folgenden Darstellung der Bewegungs-Intensität und -Richtung im Grossen Karajak nicht benutzt; nur wo nach den angewandten Kontrolen eine Reduktion der fehlerhaften Position auf die wahre Lage möglich war, habe ich in Einzelfällen und in Verbindung mit anderen Messungen, welchen diese Fehler nicht anhaften, auch die Messungen vom August 1892 verwandt.

Abbildung 25.



Scheinbare Bahn eines Eispunkts im August 1892.

Die Ergebnisse der Bewegungsmessungen sind in den folgenden Tabellen so mitgeteilt, dass eine Prüfung jeder einzelnen Zahl möglich ist; denn es sind nicht allein die resultierenden mittleren Intensitäten und Richtungen, sondern die einzelnen Positionen gegeben, welche eindeutig aus den Winkelmessungen folgen. Die Tabellen ermöglichen dadurch auch eine Prüfung der Karte 2, auf welcher in den Gebieten, wo die Messungen dicht gedrängt sind, für Richtungen und Geschwindigkeiten in 24 Stunden die Ergebnisse zu Mitteln vereint sind.

Ich ordne die Ergebnisse in den Tabellen in zwei Hauptgruppen, von denen die erste (Tabelle I, a und b) die Bewegungen des Grossen Karajak-Eisstroms im oberen Teil, also auf der Höhe vor dem Absturz des Inlandeises zur Tasiusak-Stufe, in dem Absturz und nachher auf der Stufe enthält, während die zweite (Tabelle II) die Bewegungen im unteren Teil, also auf der Höhe der Stufe vor dem Absturz zum Meer, in diesem Absturz und nachher im äussersten Rande im Meere umfasst. Die erste Gruppe giebt die von der Basis Tasiusak gewonnenen Messungen, die zweite die von der Randbasis herrührenden. An die erste schliessen nach oben hin die Messungen auf dem Inlandeise vor der Nordstufe an, welche im IX. Kapitel mitgeteilt und auch auf Karte 2 eingetragen sind; in der zweiten sind die Schwankungen des Randes im Meer enthalten, welche zum Schlusse dieses X. Kapitels behandelt werden. Innerhalb der beiden Hauptgruppen sind die Untergruppen nach ihrem Abstand von der Seite, also vom Karajak-Nunatak, geordnet und in jeder Untergruppe diejenigen Punkte zusammengefasst, welche sich entweder unmittelbar neben einander oder in der Bewegungsrichtung vor einander bewegen; im letzteren Falle giebt der eine Punkt die Fortsetzung für die Bewegung des anderen. In der ersten Hauptgruppe werden zwei Abteilungen unterschieden, von denen die zweite in der Längsrichtung des Eisstroms unterhalb der ersten liegt. Sowohl die Positionen wie die Bewegungen sind in Metern angegeben.

Bewegung des Grossen Karajak-Eisstroms.

Tabelle I.

a) Vor und in dem Absturz zur Tasiusak-Stufe (Basis Tasiusak).

Datum der Positionsbestimmung	Position			Bewegung in 24 Stunden		Bemerkungen
	x	y	Meereshöhe	Vertikal	Horizontal	
19. X. 92	4229	2741	—	—	6,0	Gruppe I.
25. X. 92	4194	2743	437			
2. XI. 92	4144	2734	—			
11. XI. 92	4092	2734	424?			
2. II. 93	2852	2671	367	—	5,4	Gruppe II. Die Gruppe zeigt die gleiche Intensität der Bewegung in demselben Gebiet zu verschiedener Jahreszeit.
7. II. 93	2823	2665	367			
11. II. 93	2800	2657	365			
18. II. 93	2768	2653	367			
27. V. 93	2844	2718	370	—	5,7	
31. V. 93	2821	2712	370			
13. VI. 93	2750	2698	368			
2. II. 93	2851	2789	371	—	4,5	Gruppe III. Die Gruppe zeigt eine Beschleunigung der Bewegungsintensität mit der Annäherung an den Absturz zur Tasiusak-Stufe und Gleichmässigkeit der Geschwindigkeit in verschiedenen Jahreszeiten.
7. II. 93	2829	2791	375			
11. XI. 92	2784	2735	367	—	9,0	
26. XI. 92	2725	2745	—			
4. X. 92	2708	2694	—	—	5,5	
8. X. 92	2691	2692	363			
11. X. 92	2658	2669	359			
19. X. 92	2625	2671	—			
25. X. 92	2600	2677	357			
27. III. 93	2679	2389	353	—	6,3	Gruppe IV. Die Gruppe zeigt, mit den beiden vorigen verglichen, Beschleunigung der Bewegung im Absturz zur Tasiusak-Stufe.
4. IV. 93	2621	2360	350			
14. IV. 93	2574	2345	345			
2. II. 93	2169	2451	325	— 0,6	7,6	
7. II. 93	2133	2439	322			
4. IV. 93	2754	2831	371	— 0,4	7,4	Gruppe V. Innerhalb der Gruppe herrscht Beschleunigung der Bewegung im Absturz zur Stufe; wenn man die Gruppe als ganzes mit der zweiten und dritten vergleicht, sieht man eine Beschleunigung mit der Entfernung vom Lande.
14. IV. 93	2683	2810	367			
11. II. 93	2729	2832	370	—	8,4	
18. II. 93	2675	2810	369			
27. III. 93	2552	2767	357	— 0,7	9,0	
4. IV. 93	2485	2744	351			

Datum der Positions-bestimmung	Position			Bewegung in 24 Stunden		Bemerkungen
	x	y	Meereshöhe	Vertikal	Horizontal	
27. V. 93	2623	2861	367	— 0,6	9,1	Gruppe VI. Die Geschwindigkeit entspricht der in der vorigen Gruppe und zeigt Gleichmässigkeit zu verschiedener Jahreszeit.
31. V. 93	2589	2848	365			
4. X. 92	2508	2873	—	—	8,5	
8. X. 92	2482	2868	356			
11. X. 92	2454	2850	352			
4. VII. 93	2672	3047	369	— 0,4	8,7	Gruppe VII. Die Gruppe liegt mehr auf der Höhe und hat eine etwas geringere Geschwindigkeit, als die vorige Gruppe. Sie hat Gleichmässigkeit der Bewegung zu verschiedener Jahreszeit.
8. VII. 93	2654	3062	368			
23. VII. 93	2518	3022	361			
11. II. 93	2643	3107	360	— 0,6	8,3	
18. II. 93	2586	3096	356			
25. X. 92	2655	3497	360	— 0,6	9,0	Gruppe VIII. Die Gruppe zeigt Gleichmässigkeit der Bewegung zu verschiedener Jahreszeit in demselben Gebiet.
2. XI. 92	2584	3479	—			
11. XI. 92	2506	3463	349			
27. III. 93	2569	3516	346	— 0,9	8,6	
4. IV. 93	2496	3496	340			
14. IV. 93	2417	3490	329			
25. X. 92	3082	4869	376	—	8,9	Gruppe IX. Die Gruppe zeigt Beschleunigung der Bewegung mit Annäherung an den Absturz zur Tasiusak-Stufe und in demselben; sie hat desgleichen, mit allen früheren Gruppen verglichen, Beschleunigung mit der Entfernung vom Lande.
2. XI. 92	3012	4859	—			
8. X. 92	2791?	4220?	366?	—	7,5?	
11. X. 92	2762	4205	356			
19. X. 92	2713	4214	—			
27. III. 93	2523	3771	346	— 1,0	10,8	
4. IV. 93	2436	3735	340			
14. IV. 93	2342	3706	328			
7. II. 93	2247	4070	327	— 1,0	11,5	
11. II. 93	2210	4037	321			
18. II. 93	2137	4013	317			

b) Auf der Tasiusak-Stufe (Basis Tasiusak).

Datum der Positions-bestimmung	Position			Bewegung in 24 Stunden		Bemerkungen
	x	y	Meereshöhe	Vertikal	Horizontal	
11. XI. 92	508	4167	292	—	10,5	Gruppe X. Gleichmässigkeit der Bewegung zu verschiedener Jahreszeit in demselben Gebiet. Gleiche Geschwindigkeit, wie vorher im Absturz zur Stufe in der gleichen Entfernung vom Lande.
26. XI. 92	354	4136	—			
7. II. 93	444	4197	296	— 1,0	11,4	
11. II. 93	400	4183	292			
18. II. 93	325	4149	288			

Datum der Positions-bestimmung	Position			Bewegung in 24 Stunden		Bemerkungen
	x	y	Meereshöhe	Vertikal	Horizontal	
4. VII. 93	927	4518	307	—	10,0	**Gruppe XI.** Die Gruppe zeigt im Durchschnitt wieder die gleiche Geschwindigkeit, wie die vorige und wie der Absturz zur Tasiusak-Stufe in gleicher Entfernung vom Lande. Ein Einfluss der Jahreszeit ist nicht erkennbar.
8. VII. 93	889	4531	307			
13. VIII. 92 *p.*	768	4574	310	—	11,7	
14. VIII. 92 *a.*	761	4571	305			
14. VIII. 92 *p.*	758	4564	307			
15. VIII. 92 *a.*	752	4558	308			
16. VIII. 92 *a.*	744	4559	309			
27. V. 93	675	4539	307?	— 0,7	10,9	
31. V. 93	634	4518	310			
13. VI. 93	502	4472	301			
4. X. 92	274	4414	—	— 1,0	10,8	
8. X. 92	236	4397	286			
11. X. 92	206	4368	283			
19. X. 92	122	4351	—			
25. X. 92	55	4354	271			
27. III. 93	221	4435	286	— 0,6	12,1	
4. IV. 93	130	4401	281			
13. VIII. 92 *p.*	201	4674	294?	—	12,6	
14. VIII. 92 *p.*	192	4669	289			
15. VIII. 92 *a.*	186	4661	290			
16. VIII. 92 *a.*	175	4660	290			
14. VIII. 92	—	—	216	—	0,3	**Gruppe XII.** Die Punkte dieser Gruppe konnten wegen der grossen Langsamkeit der Bewegung besonders lange festgehalten werden, sodass die Sätze lange Zeiträume umfassen, der erste sogar das ganze Jahr; die Gruppe zeigt eindringlich die Unabhängigkeit der Bewegung von der Jahreszeit, besonders, wenn man die Einzelpositionen der Sätze beachtet, aus denen die Einzelbewegungen jedes Punktes hervorgehen. Die angegebenen Resultate der Bewegungen sind die Mittel aus den Einzelbewegungen. Die Gruppe zeigt ferner mit Sicherheit die Zunahme der Bewegung mit der Entfernung vom Lande, sowohl, wenn man sie als ganzes mit den früheren Gruppen vergleicht, als auch, wenn man in ihr die einzelnen Sätze betrachtet, deren Bewegung mit der Grösse der *y* Koordinate, also der Entfernung vom Lande, zunimmt. Die Gruppe lag dort, wo die Geschwindigkeit im Querschnitt schnell zu wachsen beginnt, wie man aus dem Vergleich der einzelnen Sätze erkennt. Innerhalb dieser Gruppe
4. X. 92	— 49	907	—			
8. X. 92	— 50	907	215			
11. X. 92	— 51	910	214			
19. X. 92	— 54	910	—			
25. X. 92	— 56	910	215			
2. XI. 92	— 58	910	—			
11. XI. 92	— 60	911	214			
26. XI. 92	— 65	910	—			
2. II. 93	— 85	913	213			
7. II. 93	— 87	911	214			
11. II. 93	— 88	915	213			
18. II. 93	— 90	914	213			
4. IV. 93	— 103	914	214			
14. IV. 93	— 105	914	213			
27. V. 93	— 117	916	214			
31. V. 93	— 118	916	214			
13. VI. 93	— 121	914	214			
4. VII. 93	— 128	916	215			
8. VII. 93	— 129	916	214			
14. VIII. 92	—	—	212	—	0,2	
8. X. 92	— 457	933	212			
11. X. 92	— 459	934	212			

Datum der Positions-bestimmung	Position			Bewegung in 24 Stunden		Bemerkungen
	x	y	Meereshöhe	Vertikal	Horizontal	
8. X. 92	— 273	1022	215	—	0,5	wurden die Spalten ausserordentlich zahlreich und mannigfaltig; sie lag im Grenzgebiet der einfachen und der mehrfachen Zerklüftung. Eine Verschiedenheit der Bewegung in der Stromrichtung tritt nicht hervor.
11. X. 92	— 274	1023	214			
19. X. 92	— 278	1024	—			
25. X. 92	— 281	1025	214			
2. XI. 92	— 284	1026	—			
11. XI. 92	— 289	1028	215			
2. II. 93	209	1046	215	—	0,8	
7. II. 93	205	1048	216			
11. II. 93	201	1047	215			
18. II. 93	196	1047	215			
11. X. 92	244	1169	218	—	1,0	
19. X. 92	237	1171	—			
25. X. 92	231	1170	218			
2. XI. 92	224	1169	—			
11. XI. 92	215	1170	218			
26. XI. 92	201	1171	—			
13. VIII. 92 *p.*	103	1210	221	—	0,9	
14. VIII. 92 *a.*	103	1210	—			
14. VIII. 92 *p.*	102	1210				
16. VIII. 92 *a.*	101	1209	—			
8. X. 92	52	1214	219	—	1,1	
11. X. 92	48	1215	219			
19. X. 92	40	1215	—			
25. X. 92	33	1217	219			
2. XI. 92	25	1217	—			
11. XI. 92	16	1219	219			
26. XI. 92	18?	1195	—			
14. VIII. 92 *p.*	— 81	1293	219	—	1,1	
15. VIII. 92 *p.*	— 82	1294	—			
16. VIII. 92 *a.*	83	1293	—			

Tabelle II.

Im Absturz zum Meer und im vorderen Steilrand des Eisstroms (Randbasis).

Datum der Positionsbestimmung	Position			Bewegung in 24 Stunden		Bemerkungen
	x	y	Meereshöhe	Vertikal	Horizontal	
3. II. 93	— 1069	67	199,9	—		**Gruppe XIII.** Die Gruppe liegt in unmittelbarer Nähe des Seitenrandes auf dem Karajak-Nunatak. Da die drei letzten Punkte nur von einem Basispunkt sichtbar waren, ist ihre Bewegung nur aus den auf diesem gemessenen Winkeländerungen und einer angenäherten Entfernung abgeleitet. Der erste Punkt lag beim Beginn seiner Beobachtung auf der Höhe vor dem Absturz zum Meer und wanderte dann langsam diesen hinab. Seine Bewegung war nicht gleichmässig, sondern wurde im Mai deutlich verlangsamt, was mit der Behinderung des Randstreifens durch Packeisstauungen zusammenhängt. Die Beträge der Einzelbewegungen zwischen zwei Positionen sind zwar etwas durch Fehler beeinflusst; aber die Mittel für längere Zeiträume, welche angegeben sind, werden den Thatsachen entsprechen. Die drei letzten Sätze rühren von Punkten her, die noch näher am Rande liegen, als der Punkt des ersten Satzes; ihre Bewegung ist deshalb langsamer, trotz der unmittelbaren Berührung mit dem Meer.
12. II. 93	— 1077	62	199,5	— 0,0	1,3	
19. II. 93	— 1046	73	198,9	— 0,1		
30. III. 93	— 973	85	195,5	— 0,1	1,9	
11. IV. 93	— 965	92	194,3	— 0,1		
15. IV. 93	— 1002?	96?	195,6?	—	1,7	
17. IV. 93	— 945	93	193,2	— 0,2		
30. V. 93	— 940	114	191,6	— 0,0		
4. VI. 93	— 928	115	190,7	— 0,2		
14. VI. 93	— 900	116	188,8	— 0,2		
28. VI. 93	— 902	124	186,8	— 0,1	0,9	
3. VII. 93	— 904	127	186,7	— 0,0		
8. VII. 93	— 882	126	185,0	— 0,3		
24. VII. 93	— 873	135	181,0	— 0,3		
4. XI. 92 7. XI. 92 12. XI. 92 24. XI. 92	220,5	309	52	—	0,2	
13. X. 92 21. X. 92 26. X. 92	212	349	52	—	0,4	
5. X. 92 9. X. 92	209	371	51	—	1,5	
3. II. 93	— 1059	530	197	— 0,3	4,8	**Gruppe XIV.** Die Gruppe zeigt eine Beschleunigung der horizontalen und vertikalen Bewegung beim Abstieg am Abhang, besonders der dritte Satz an sich. Dicht am Meer ist die Geschwindigkeit noch grösser, wie der letzte Satz zeigt. Eine Verlangsamung der Bewegung durch Staueis im Frühjahr, wie bei der vorigen Gruppe, ist nicht erkennbar, vielmehr erweist sich die Jahreszeit als einflusslos. Mit der vorigen Gruppe verglichen, zeigt XIV eine Beschleunigung mit wachsender Entfernung vom Lande.
12. II. 93	— 1018	544	195			
30. III. 93	— 982	548	194			
11. IV. 93	—	—	—	— 0,5	5,4	
15. IV. 93	— 898	564	186			
3. X. 92	— 1119	540	198,5			
5. X. 92	— 1112	543	198,4			
9. X. 92	— 1104	552	198,4			
13. X. 92	— 1059	545	197,0?	0,0	4,5	
20. X. 92	— 1067	574	197,8?			
21. X. 92	— 1033	559	196,2?			
26. X. 92	— 1020	571	195,3	— 0,2		
4. XI. 92	— 968	579	192,8	— 0,3		
7. XI. 92	— 956	584	191,5	— 0,4	5,5	
12. XI. 92	— 926	587	189,7	— 0,4	6,0	
24. XI. 92	— 847	592	182,9	— 0,6	6,6	

Datum der Positions-bestimmung	Position			Bewegung in 24 Stunden		Bemerkungen
	x	y	Meereshöhe	Vertikal	Horizontal	
11. IV. 93	— 21	690	94	— 1,0	8,6	
15. IV. 93	+ 12	689	91			
17. IV. 93	+ 31	692	88			
28. VI. 93	— 1080	811	209	— 0,2	7,1	**Gruppe XV.** Die Gruppe zeigt in sich im ersten Satz eine nicht unwesentliche Verschiedenheit; sie beweist jedoch auch ohne dieselbe einen geringen Fortschritt der Geschwindigkeit mit wachsender Entfernung vom Lande, wenn man sie mit Gruppe XIV vergleicht.
3. VII. 93	— 1045	818	208			
8. VII. 93	— 997	816	207		9,6	
28. VI. 93	— 923	835	201	—	6,4	
3. VII. 93	—	—	201			
28. VI. 93	—	—	192	— 0,6	6,8	
3. VII. 93	— 748	834	189			
12. II. 93	— 1164	1304	207,5	—	14,1	**Gruppe XVI.** Wesentlicher Fortschritt der Beschleunigung mit wachsender Entfernung vom Lande gegenüber den vorigen Gruppen. Unabhängigkeit von der Jahreszeit in dem gleichen Gebiet.
19. II. 93	— 1065	1307	207,1			
30. V. 93	— 1216	1326	213	—	15,5	
4. VI. 93	— 1149	1365	213			
28. VI. 93	— 884	1379	213	— 0,7	14,3	
3. VII. 93	— 818	1392	210			
8. VII. 93	— 743	1403	206			
4. XI. 92	— 808	1729	207	— 0,3	15,5	**Gruppe XVII.** Beschleunigung gegen die vorige Gruppe, also mit wachsender Entfernung vom Lande; desgleichen Beschleunigung innerhalb dieser Gruppe beim Absturz zum Meer und besonders im Meer, wie der letzte Satz zeigt. Der erste und zweite Satz zeigen auch eine Beschleunigung der Senkung beim Abstieg. Unabhängigkeit von der Jahreszeit. Kalbung von diesem Teil des Eisstroms bald nach dem 26. X. 92.
7. XI. 92	— 767	1742	206			
12. XI. 92	— 698	1763	201	— 0,9		
24. XI. 92	— 506	1799	189	— 1,1		
30. V. 93	— 269	1789	161	— 1,3	16,6	
4. VI. 93	— 184	1800	157			
14. VI. 93	—	—	141			
20. X. 92	322	1886	94	—	17,1	
21. X. 92	341	1880	94			
26. X. 92	423	1901	104			
30. V. 93	—	—	188	— 1,0	16,5	**Gruppe XVIII.** Die Bewegung in der Horizontalen, wie in der Vertikalen ist bei der weiteren Entfernung vom Lande, die diese Gruppe hat, gegen die vorige gesteigert. Der erste und letzte Satz deuten auf eine Behinderung der Bewegung im Frühjahr bis Mitte Juni hin, was von den Packeisstauungen im Fjord vor dem Eisrande bedingt sein kann. Die stärkere Senkung in den mittleren Sätzen kann nicht der Grund der Beschleunigung sein, weil sie mit der Steigerung der Horizontalbewegung Schritt hält; einem stärkeren Fortschritt in der Horizontalen muss bei der Abwärtsbewegung am Abhang naturgemäss
4. VI. 93	— 507	1881	183			
30. III. 93	— 704	2026	203	— 0,7	17,0	
11. IV. 93	— 505	2071	194			
15. IV. 93	— 437	2085	189	— 1,4	17,5	
17. IV. 93	— 401	2094	186	— 1,4	18,4	
28. VI. 93	— 400	2098	176	— 2,3	19,5	
3. VII. 93	— 305	2113	166			
8. VII. 93	— 207	2129	155			
28. VI. 93	— 395	2105	174	— 2,5	19,6	
3. VII. 93	— 301	2126	162			
8. VII. 93	— 201	2131	148			

Datum der Positions-bestimmung	Position			Bewegung in 24 Stunden		Bemerkungen
	x	y	Meereshöhe	Vertikal	Horizontal	
30. V. 93	— 404	2167	173			eine stärkere Senkung entsprechen, und umgekehrt.
4. VI. 93	— 322	2187	168	— 1,3	16,9	
14. VI. 93	— 156	2211	153			
12. XI. 92	— 430	2253	169	— 1,8	18,3	**Gruppe XIX.** Die Gruppe zeigt eine gleichmässig schnelle Bewegung beim Abstieg am Abhang in verschiedenen Jahreszeiten.
24. XI. 92	— 213	2285	147			
30. III. 93	— 524	2306	172			
11. IV. 93	— 306	2340	154	— 1,8	18,5	
15. IV. 93	— 242	2376	146			
17. IV. 93	— 203	2377	143			
12. XI. 92	— 524	2335	181	— 1,7	18,2	
24. XI. 92	— 310	2379	161			
5. X. 92	— 549	2370	172			**Gruppe XX.** Die Gruppe zeigt eine gleichmässig schnelle Bewegung am Abhange hinab bis in das Meer, der letzte Satz endet kurz vor einer Kalbung dieses Randgebiets. Die Senkung dauert bis ins Meer an, wird aber zuletzt geringer, um zum Schluss aufzuhören. Die Jahreszeit erweist sich in diesem Gebiet als einflusslos.
9. X. 92	— 489	2406	169	— 0,8		
13. X. 92	— 412	2400	164	— 1,0	18,6	
21. X. 92	— 270	2431	151	— 1,7		
26. X. 92	— 184	2475	138	— 2,5		
30. III. 93	— 609	2396	178			
11. IV. 93	— 391	2439	165	— 1,4	18,3	
15. IV. 93	— 324	2465	158			
12. II. 93	— 175	2506	146	— 1,5	18,7	
19. II. 93	— 48	2532	135			
4. XI. 92	211	2532	63			
7. XI. 92	265	2550	57	— 2,0	18,8	
12. XI. 92	353	2582	55	— 0,4		
4. XI. 92			206			**Gruppe XXI.** Starke Bewegung und Senkung am Abhang zum Meer hinab ungefähr in der gleichen Grösse, wie bei den drei letzten vorangehenden Gruppen. Unabhängigkeit von der Jahreszeit.
7. XI. 92	— 518	2467	202	— 1,8	19,4	
12. XI. 92			192			
24. XI. 92			171			
12. II. 93	— 127	2560	146	— 2,2	18,5	
19. II. 93	0	2584	131			
3. II. 93	— 384	2530	172			
12. II. 93	— 215	2583	154	— 1,7	19,2	
19. II. 93	— 88	2609	144			
3. X. 92	— 303	2563	147			
5. X. 92	— 269	2572	143	— 1,8	17,4	
9. X. 92	— 201	2587	137			
13. X. 92	— 132	2584	130			

Datum der Positions-bestimmung	Position			Bewegung in 24 Stunden		Bemerkungen
	x	y	Meereshöhe	Vertikal	Horizontal	
20. X. 92	— 515	2505	170	— 1,5	18,6	
21. X. 92	— 495	2507	169			
26. X. 92	— 409	2544	161			
4. XI. 92	— 246	2591	151			
7. XI. 92	— 192	2593	145			
12. XI. 92	— 109	2632	137			
3. X. 92	— 186	3021	128	— 2,0	18,8	Gruppe XXII. Gleichmässig starke Bewegung und Senkung am Abhang. Die letztere hört im Meer auf, wie die beiden letzten Sätze zeigen, während die erstere in derselben Stärke bestehen bleibt. Kalbung kurz hinter den letzten Positionen der beiden letzten Sätze.
5. X. 92	— 151	3035	124			
4. XI. 92	— 153	3189	139	— 1,2	19,3	
7. XI. 92	— 99	3177	135			
12. XI. 92	— 16	3230	131			
28. VI. 93	— 190	3183	131	— 1,4	19,5	
3. VII. 93	— 100	3221	124			
3. X. 92	235	3353	86	—	18,0	
5. X. 92	269	3359	87			
9. X. 92	343	3393	87			
13. X. 92	412	3375	87			
9. X. 92	328	3375	89	—	19,1	
13. X. 92	400	3347	89			
3. X. 92	— 2193	4188	279	— 0,7	13,3	Gruppe XXIII. Die Fehler der Positionen sind erheblicher, als sonst, wegen der grossen Entfernung des Punktes. Richtung und Grösse der resultierenden Bewegung sind richtig. Die Intensität ist geringer, als bei den früheren Gruppen, da der Punkt weiter zurückliegt. Sie entspricht der in Gruppe XI.
5. X. 92	— 2166	4175	279			
9. X. 92	— 2128	4180	276			
13. X. 92	— 2051	4112	272			
20. X. 92	— 1993	4149	267			
21. X. 92	— 1964	4117	266			
26. X. 92	— 161	4987	104	—	7,9	Gruppe XXIV. Die Gruppe liegt dem östlichen Rande des Eisstroms nahe, daher die langsamere Bewegung und die veränderte Richtung, welche sich auch in der vorigen Gruppe schon zeigte. Die Senkung ist unerheblich in dem ganzen Gebiet. Die Bewegung steigert sich gegen das Meer hin vom ersten durch die beiden mittleren Sätze zum vierten. Am Schluss des vierten Satzes ist der Kalbungspunkt nahezu erreicht.
4. XI. 92	— 103	4995	—			
7. XI. 92	— 82	4965	—			
5. X. 92	94	4760	105	—	13,1	
9. X. 92	142	4740	105			
13. X. 92	190	4717	103			
21. X. 92	98	4775	108	—	12,1	
26. X. 92	135	4762	112			
4. XI. 92	140	4705	117			
12. XI. 92	237	4639	101			
3. II. 93	187	4822	106	—	13,3	
12. II. 93	287	4756	89			
30. V. 93	227	4706	107	—	14,5	Gruppe XXV. Die Gruppe zeigt eine etwas andere Bewegungsrichtung, als die vorige in dem gleichen Gebiet. Es ist zweifel-
4. VI. 93	300	4705	100			

Datum der Positions-bestimmung	Position			Bewegung in 24 Stunden		Bemerkungen
	x	y	Meereshöhe	Vertikal	Horizontal	
28. VI. 93 3. VII. 93	171 233	4770 4786	115 114	—	12,8	haft, ob Messungsfehler dem zu Grunde liegen oder Packeisstauungen einen thatsächlichen Unterschied bedingen. Letzteres ist möglich.
30. III. 93 11. IV. 93 17. IV. 93	248 371 456	4678 4442 4426	92 79 65	 — 1,1 — 3,6	22,0	**Gruppe XXVI.** Die Gruppe zeigt die Bewegung desselben Eisstücks als Teil des Randes (erster Satz) und als Eisberg (zweiter Satz) nach der Kalbung vom 15. IV. 93. Auch im ersteren Falle ging die Bewegung schon ausserhalb der sonstigen Lage des Randes vor sich, weil die Auflösung durch Packeis verhindert war; daher die grosse Geschwindigkeit. Der Eisberg wird passiv durch das nachströmende Eis verdrängt; daher seine ungleichmässige Bewegung.
17. IV. 93 30. V. 93 4. VI. 93 14. VI. 93	280 344 417 559	4672 4869 4914 4931	97 76 76 74	— 0,5 — 0,0	5,4 14,7	

In den voranstehenden Tabellen sind die Einzelbewegungen, welche aus den Differenzen zweier benachbarter Positionen nach der Formel, Seite 207, folgen, nur dort mitgeteilt, wo sie sich aus dem allgemeinen Gange der Bewegung als sicher ergeben. Man erhält das beste Urteil hierüber dadurch, dass man alle Positionen in grösserem Maassstab — ich wählte dazu den von 1 : 10000 — zeichnet und die in der Bewegung eines Punktes zeitlich aufeinander folgenden Positionen desselben verbindet; man sieht dann sofort, welche fehlerhaft sind, da diese aus dem Gange der Bewegung herausfallen, und kann den Grund an der Hand der trigonometrischen Höhenmessungen von den beiden Basis-Endpunkten, deren Differenz gleich der Höhendifferenz der Basis-Endpunkte sein muss, prüfen. Wo der Fehler zu stark ist, wurde die betreffende Position zu der Ableitung der Bewegungsverhältnisse überhaupt nicht benutzt, z. B. bei den Messungen vom August 1892, in denen die Seite 257 behandelten systematischen Fehler stecken; sonst sind aus den Einzelbewegungen, also den Verbindungsstrecken zweier benachbarter Positionen, welche gewöhnlich für mehrere Tage gelten, die täglichen Bewegungen abgeleitet, und aus der Summe von diesen, welche für jeden Punkt vorliegt, ein Mittelwert für die Bewegung des Punktes, natürlich mit Berücksichtigung der Zeiträume, aus welchen die Tagesmittel gewonnen wurden. Schon bei der Bildung der Tagesmittel kommen die Fehler der Einzelbewegungen kaum in Betracht, sodass dieselben bei jedem Punkt eine gute Übereinstimmung zeigen und ihre Vereinigung zu der mittleren Bewegung des betreffenden Punktes ein sicheres Resultat ergiebt.

Bei dieser Darstellung kommen freilich Beschleunigungen, welche derselbe Punkt in der Horizontalbewegung, wie in der Senkung, zeigen würde, wenn man seine Einzelbewegungen aus verschiedenen Zeiten miteinander vergleichen könnte,

nicht zum Ausdruck. Doch ist diesem Mangel dadurch abgeholfen, dass die Gruppen so gebildet sind, dass ihre Punkte sich entweder neben oder in demselben Zuge voreinander bewegen; im ersten Falle kann das bei einem erzielte Ergebnis das von dem anderen herrührende bestätigen, im letzteren setzt der folgende Punkt die Bewegung des früheren fort, muss also eine Beschleunigung zeigen, wenn eine solche im weiteren Laufe der Bahn vorhanden ist. Wo übrigens schon die Einzelbewegungen eines Punktes mit Sicherheit eine Beschleunigung zeigen, sind sie auch mitgeteilt; sonst erschien es sicherer, aus dem Vergleich der Mittel die Beschleunigung herzuleiten, damit die letztere bei ihrer geringen Grösse nicht mit den Folgen von Messungsfehlern verwechselt würde.

In den letzten Spalten der Tabellen sind aus den Zahlen die Schlüsse gezogen, welche die Betrachtung jeder einzelnen Gruppe und der Vergleich mit den unmittelbar benachbarten Gruppen zulässt. Es kann dabei dieses oder jenes Ergebnis durch die Zahlen der einzelnen Gruppe nicht genügend begründet erscheinen, weil besonders bei weiten Entfernungen Messungsunsicherheiten die Positionen und die Bewegungsverhältnisse beeinflussen. Wenn aber das gleiche Resultat bei vielen Gruppen wiederkehrt, steigt die Berechtigung, es auch in der einzelnen Gruppe als Thatsache und nicht als Irrtum zu fassen; jedes Ergebnis ist deshalb im Zusammenhang mit dem ganzen System zu betrachten.

Ein gemeinsames Ergebnis aller Gruppen ist nun in erster Linie die Zunahme der Bewegungs-Intensität im Querschnitt von der Seite gegen die Mitte und im Längsschnitt von dem Inlandeise gegen den Fjord hin. Dieses zeigen die Kurven in Abbildung 26, welche den Gang der Bewegungs-Intensität in drei Querschnitten darstellen, nämlich auf der Höhe des Inlandeises und in den obersten Teilen des Abhangs zur Tasiusak-Stufe (Kurve I, Tabelle Ia), auf der Tasiusak-Stufe (Kurve II, Tabelle Ib) und in den obersten Teilen des Abhangs von der Tasiusak-Stufe zum Meer (Kurve III, Tabelle II).

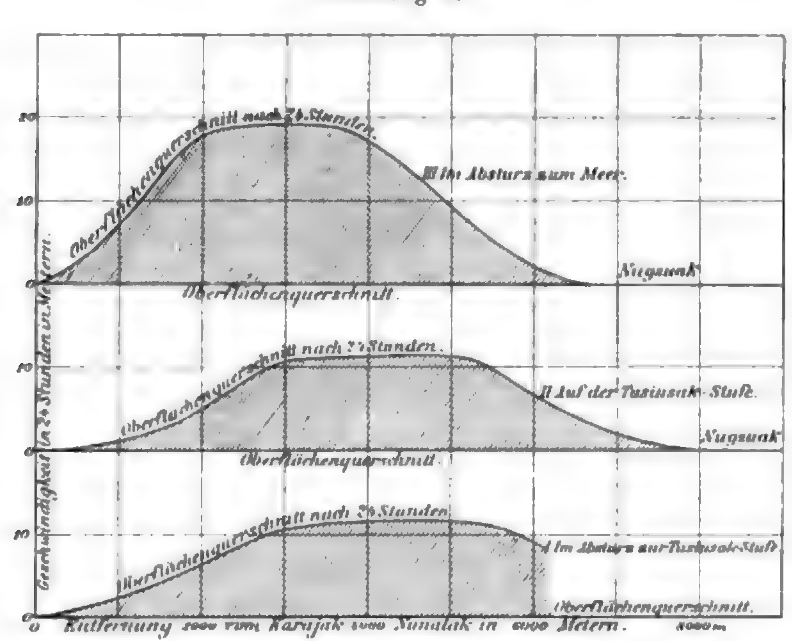
Die Kurve I ist in ihren Anfängen unsicher, weil im Randstreifen Messungen fehlen. Jenseits desselben, in einem Abstand von 1900 m vom Karajak-Nunatak, herrscht eine Geschwindigkeit von 5 bis 6 m in 24 Stunden (Gruppe I—IV), die dann schnell wächst (Gruppe V—VIII) und bei 3000 m Entfernung 11 m in 24 Stunden beträgt (Gruppe IX). In weiterer Entfernung liess sich die Bewegung in diesem Querschnitt nicht messen, doch dürfte sie, nach der Ähnlichkeit der Kurven I und II zu schliessen, keine grössere Geschwindigkeit erreichen. Der Querschnitt geht in den Eisarm über, welcher zwischen Nugsuak und dem Rentier-Nunatak herniedersteigt, er hat also an der Südseite keine Landgrenze.

Kurve II ist gerade in der Nähe des Landes bis etwas über 1000 m Entfernung durch zahlreiche Messungen bestimmt (Gruppe XII). Die Bewegung beginnt in diesem Querschnitt in 700 m Abstand mit der geringen Geschwindigkeit von 0,2 bis 0,3 m, um bei 1000 m schon 1 m in 24 Stunden zu erreichen. Der Eisstreifen zwischen 700 und 1000 m Entfernung ist das Gebiet, in welchem die Ruhe der Oberfläche durch Komplikation der einfachen Spaltensysteme schnell einer wilden Zerrissenheit

Platz macht, die nun bis über die Mitte des Eisstroms hinaus anhält. Die Bewegungs-Intensität nimmt schnell zu, ähnlich wie bei dem ersten Querschnitt, und hat in 4000 m Entfernung etwa 11 m in 24 Stunden (Gruppe X und XI), also dieselbe Grösse, wie der erste Querschnitt schon in 3000 m Entfernung vom Lande. Der Eisstrom ist in diesem Querschnitt an beiden Seiten vom Lande begrenzt und hat eine Breite von fast 8000 m.

Kurve III zeigt das schnellste Wachstum der Geschwindigkeit mit der Entfernung vom Lande und die grösste Intensität in der Mitte des Eisstroms. Schon in 100 m

Abbildung 26.



Die schraffierten Teile stellen die Oberflächen der Eismassen dar, welche in 24 Stunden durch die betreffenden gradlinigen Querschnitte hindurchgehen.

Verteilung der 24 stündigen Bewegung in drei Querschnitten an der Oberfläche des Grossen Karajak-Eisstroms.

Maassstab der Entfernung 1:100000. Maassstab der Geschwindigkeit 1:1000.

Abstand beträgt die Geschwindigkeit 0,2 bis 0,4 m in 24 Stunden, und in 250 m Abstand werden schon 1 bis 2 m erreicht (Gruppe XIII). Bei 700 m, wo auf der Tasiusak-Stufe erst 0,2 m waren, sind hier schon 5 m Intensität (Gruppe XIV), bei 1000 m 7 m (Gruppe XV) und bei 1500 m 14 bis 15 m (Gruppe XVI) in 24 Stunden. Von da an ist die Zunahme der Geschwindigkeit langsamer; es herrschen bei 1800 m Entfernung 16 m (Gruppe XVII) und bei 2000 m 18 bis 19 m in 24 Stunden (Gruppe XVIII). Diese Intensität hält nun in der Mitte des Eisstroms fast bis 4000 m Entfernung vom Karajak-Nunatak an (Gruppe XIX—XXII), um dann wieder schnell abzunehmen; denn bei 4500 m Entfernung vom Karajak-Nunatak, also etwa 2000 m von der Nordküste von Nugsuak, sind nur noch 13 m in 24 Stunden (Gruppe XXIII—XXV). Die Breite des Eisstroms beträgt in diesem Querschnitt 6500 m.

Im Meer selbst ist die Geschwindigkeit teilweile noch grösser, als die Kurve III angiebt, also als im Abhang zum Meer, z. B. in den letzten Sätzen der Gruppen XIV und XVII; teilweise ist sie gleich gross, z. B. in denen der Gruppen XX, XXII und XXIV. Sie beträgt aber auch im Meer höchstens 19 m in 24 Stunden. Die ungewöhnliche Geschwindigkeit von 22 m in 24 Stunden (Gruppe XXVI) wird nur dort erreicht, wo der Eisrand durch Packeisstauungen am Abbruch verhindert war und sich weit über die Lage hinaus vorgeschoben hatte, welche er ohne Hindernis in jenem Gebiet einzuhalten pflegte.

Ein Vergleich der Kurven II und III zeigt die Zunahme der Geschwindigkeit im Verlaufe des Längsschnitts, also vom Inlandeise her bis zum Fjord. Die erstere Kurve steigt vom Lande langsamer an und erreicht geringere Höhen, während die letztere den Beginn der Bewegung dicht am Lande und dann ein schnelles Wachstum zu erheblich höheren Beträgen bekundet. Bei der Kurve I ist der Anfang unsicher und lässt sich deshalb nicht mit dem Beginn der anderen Kurven vergleichen; die Mitte zeigt aber fast dieselbe Geschwindigkeit, wie Kurve II. Gehen wir weiter auf das Inlandeis bis zur Höhe der Nordstufe hinauf, so sehen wir einen noch langsameren Beginn der Bewegung zum Grossen Karajak-Fjord, als bei Kurve II, da nach Seite 220 erst in etwa 4000 m Abstand vom Lande eine Geschwindigkeit von 0,3 m erreicht wird, also ein Betrag, der auf der Tasiusak-Stufe in 700 m Abstand und noch weiter unterhalb im Abhang zum Meer sogar dicht am Lande herrscht. Es steht also fest, dass die Bewegung des Eisstroms im Querschnitt vom Lande an desto langsamer zunimmt, je mehr wir uns vom Meer entfernen, und dass in dem gleichen Sinn auch die Höchstbeträge der Bewegung in der Mitte des Eisstroms geringer werden.

Um aus diesem Ergebnis die Folgerungen zu ziehen, halten wir uns zunächst an die Kurven II und III, welche die Verhältnisse am vollständigsten wiedergeben. Der Raum zwischen den Kurven und den Abscissen, auf welchen die Entfernungen abgeteilt sind (Abbildung 26), stellt den Teil der Oberfläche dar, welcher in 24 Stunden durch den betreffenden Querschnitt hindurchgeht. Man sieht sofort, dass derselbe bei Kurve III grösser ist, als bei Kurve II; denn selbst, wenn die starke Bewegung der Mitte in Kurve II bis an die Südseite heranreichen würde, was nach Analogie mit Kurve III, für welche auch der Abfall nach Süden feststeht, nicht wahrscheinlich ist, würde die bewegte Oberfläche im Querschnitt von Kurve III jene im Querschnitt von Kurve II um eine Fläche übertreffen, welche durch die Bewegung einer Linie von 2000 m Länge mit einer Geschwindigkeit von 10 m in 24 Stunden bestrichen würde. Wahrscheinlich ist es aber noch mehr und vielleicht doppelt so viel, wie man aus den Kurven (Abbildung 26) unmittelbar ablesen kann. Infolge der grösseren Geschwindigkeit herrscht also an der Oberfläche des Eisstroms in der Nähe des Meeres ein Bewegungsüberschuss gegenüber der Tasiusak-Stufe, oder anders ausgedrückt, am Meer wird ein Querschnitt des Eisstroms an der Oberfläche täglich von grösseren Massen passiert, als weiter oberhalb.

Es entsteht nun die Frage, wo denn die Massen herkommen, um diesen Überschuss zu ersetzen, da die, welche in den aufwärts gelegenen Teilen des Eisstroms durch die Querschnitte strömen, nicht ausreichen, um das zu liefern, was in der Nähe des Endes täglich durch den Querschnitt hindurchgeht.

Man wird zunächst daran denken, den Ausgleich durch eine grössere Dicke der oberen Teile zu erklären. Denn wenn die Geschwindigkeitsverteilung der Oberfläche für die ganze Dicke des Eisstroms gilt, würde die Masse, welche täglich durch die Querschnitte des Eisstroms strömt, gleich den bewegten Oberflächen (Abbildung 26) multipliziert mit den entsprechenden Eisdicken sein. Ist aber die bewegte Oberfläche bei Kurve II kleiner, als bei Kurve III, und soll trotzdem durch den Vertikalschnitt bei II täglich das gleiche Quantum Eis gehen, wie durch den bei III, um den Bedarf in dem unteren Querschnitt zu decken, müssen wir notwendigerweise die Dicke des Eises bei II grösser annehmen, als bei III. In diesem Falle könnte ein Ausgleich bestehen.

Die genaue Eisdicke kennen wir nicht; indessen liegen Anhaltspunkte vor, dieselbe zu schätzen, und diese sprechen im Gegenteil dafür, dass der Eisstrom gegen das Meer hin mächtiger wird, weil seine Seitenwände (Abbildung 16, Seite 115, und Tafel 8, Schnitt *a*, *b*, *c*) gegen das Ende hin immer steiler unter das Eis einfallen. Vor den Abstürzen zur Tasiusak-Stufe und zum Meer lagert das Eis den Landformen auf, während es nachher in ihnen liegt; es stürzt aus einem weiten Umkreis in das tiefe Fjordthal hinab und drängt sich in diesem zusammen, während es vorher nur über die Höhen verteilt war. Da sich das Thal ausserdem gegen das Ende verengt, muss die Dicke des Eises wachsen, weil es sich nicht ausbreiten kann, und es hat entschieden den Anschein, dass der Grosse Karajak seine grösste Mächtigkeit im Meer besitzt. Wenn dies aber der Fall ist, wird der Bewegungsüberschuss bei gleicher Geschwindigkeit des ganzen Vertikalschnitts im Randgebiet dadurch nur noch verstärkt.

Dass die grössere Breite in den oberen Teilen ebenfalls keinen Ersatz für die schnelle Bewegung des Endes bietet, kann man aus den Kurven II und III für die Oberfläche entnehmen, da in dem Breitenüberschuss der ersteren nur wenig Masse durch den Querschnitt hindurchgeht. Es liegt aber kein Grund für die Annahme vor, dass das Verhältnis der Breiten in beiden Querschnitten in den tieferen Lagen des Eisstroms ein anderes ist; deshalb kommen Verschiedenheiten der Abmessungen auch in dieser Richtung nicht in Betracht. So bleibt also nur übrig, die Erklärung für den Bewegungsüberschuss des vorderen Randes in den Geschwindigkeitsverhältnissen selbst zu suchen, und zwar natürlich in denen der tieferen Lagen, weil die der Oberfläche eben den Überschuss zeigen. Nur wenn in den tieferen Lagen des Querschnitts bei Kurve II eine grössere Geschwindigkeit herrscht, als in denen bei Kurve III, findet der Überschuss der Oberflächenbewegung des Gebiets der letzteren einen Ersatz, nur dann wird die Verschiedenheit der Bewegung verständlich.

Es sprechen verschiedene Gründe dafür, dass dem wirklich so ist; sie bestätigen den Schluss, zu dem das Versagen der anderen Momente führt. In der Vertikalbewegung des Eises, welche im vorigen Kapitel erwiesen wurde, liegt der Ersatz begründet, indem diese in den Tiefen des Eisstroms andere Geschwindigkeiten schafft, als sie die Oberfläche besitzt.

Die Vertikalbewegung äussert sich darin, dass die weiter vom Lande abgelegenen, mächtigeren Eisgebiete einsinken, während die dünneren Randgebiete schwellen. Das letztere ist eine von den Gegenden, in denen es geschieht, unbedingte Verschiebung und beruht darauf, dass die Masse, welche den einsinkenden Gebieten unten entzogen ist, in die Randgebiete hineindringt und diese auftreibt. Dieser beobachtete Vorgang spielt sich in den untersten Lagen ab, da die Oberflächen sich dem gegenüber passiv verhalten. Es lässt sich nun mit voller Bestimmtheit annehmen, dass die unten verdrängten Massen nicht allein in die Randgebiete gepresst werden, wo das Eis dünn ist und deshalb dem Schwellen keinen Widerstand leistet, sondern auch in die Gebiete, wo überhaupt kein Landhindernis das Vordringen hemmt. Die Masse unter den einsinkenden Oberflächen wird auseinandergedrückt und entweicht nach allen Seiten, indem sie die darüber lastenden Massen passiv mit sich trägt; dadurch kommt am Lande das Schwellen und gegen das Meer hin, wo der Ausweg überhaupt frei ist, ein Zuwachs von Bewegung zu stande.

Es ist nun zu bedenken, dass das untere Ende des Eisstroms naturgemäss auch eine Eigenbewegung hat, welche in denselben Verhältnissen wurzelt, wie die der oberen Teile, nämlich in der Mächtigkeit und der durch den Druck darüber lastender Massen bewirkten Zerstörung von Eismaterial in der Tiefe. Da die Mächtigkeit, wie soeben auseinandergesetzt ist, gegen das Meer hin wächst und dementsprechend auch ihre Druckwirkung steigert, ist unter gleichen Verhältnissen anzunehmen, dass das Ende an sich schon eine schnellere Bewegung hat, als die oberhalb gelegenen Teile, und dass, wenn es noch einen Zuwachs von Bewegung empfängt, dem gegenüber es sich passiv verhält, in ihm eine derartig geschwinde Abfuhr des Eises bestehen muss, dass der Ersatz von oben nicht ausreichen kann.

Dem gegenüber ist aber zu bemerken, dass die Eigenbewegung des Endes schwindet, je weiter das Eis in das Meer hinaustritt, weil jeder Meter, um den es tiefer eintaucht, dazu beiträgt, das Eis zu tragen und mithin die untersten Teile vom Druck zu entlasten. Wir werden die Grenze, zu der dies führt, sogleich in den Abschnitten über die Schwankungen der Länge des Eisstroms und über die Bildung der Eisberge behandeln; hier nur soviel, dass die steil abgebrochenen Eiswände im Meer das Vorhandensein der Grenze beweisen. Je tiefer das Eis eintaucht, desto geringer wird die Eigenbewegung, und schliesslich bleibt nur die passive Bewegung übrig; sie rührt von den oberen Teilen her, die mit dem vollen Druck ihrer Mächtigkeit auf dem festen Boden lasten. So wird in dem Eisstrom ein Gleichgewichtszustand der Massen hergestellt, und der Bewegungsüberschuss des unteren Endes begründet, indem in diesem die Oberfläche von der schnellen

Tiefenbewegung, die in den früheren Teilen des Eisstroms durch Druck entsteht, nur noch mitgetragen wird; die aktive Bewegung des Eises ist im Meer einer passiven gewichen. Daher kann die Oberflächenbewegung vom oberen zum unteren Querschnitt zunehmen, ohne dass der Eisstrom auseinandergezerrt wird, weil die Eigenbewegung der unteren Lagen gleichzeitig abnimmt.

Dieses Ergebnis gilt für das Randgebiet; es folgt aus dem Vergleich der beiden Querschnitte, welche an den Seiten vom Lande begrenzt sind. Vergleichen wir mit diesen die weiter thalaufwärts gelegenen Gebiete des Eises, in denen die Bewegung noch mehr abgenommen hat, so fehlt zur Erklärung ähnlicher Unterschiede das Moment, welches in der Entlastung der tieferen Lagen durch den Eintritt in das Meer und in der dadurch bedingten Abnahme der Eigenbewegung liegt. Infolgedessen kann die schnellere Bewegung in einem unterhalb, aber noch nicht im Meer gelegenen Querschnitt nicht dadurch erklärt werden, dass der letztere eine geringere Geschwindigkeit in der Tiefe besitzt, als ein weiter aufwärts gelegener Querschnitt und als er selbst in der Nähe der Oberfläche. Bei grösserer Mächtigkeit des unteren Querschnitts muss im Gegenteil auch seine Geschwindigkeit in der ganzen Dicke wachsen, so dass der Unterschied der ihn durchströmenden Eismasse gegenüber jener, welche durch einen aufwärts gelegenen Querschnitt geht, zunimmt.

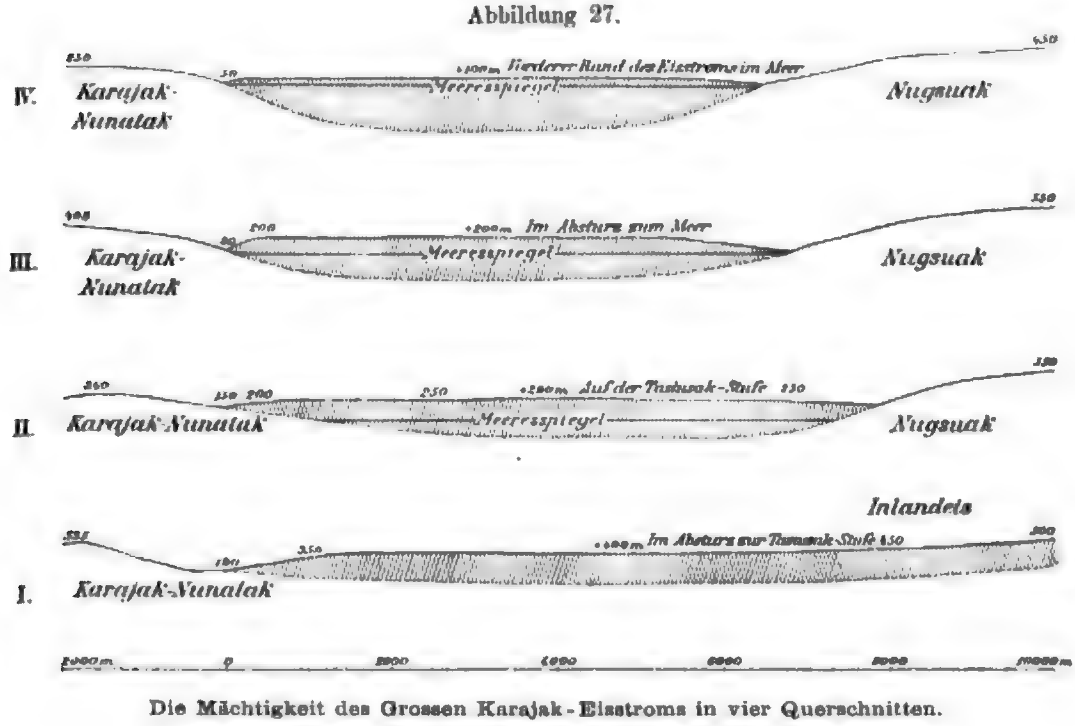
In diesem Falle kann der Ersatz des Bewegungsüberschusses nur von der grösseren Breite der aufwärts gelegenen Querschnitte stammen, besonders dort, wo die einengenden Landgrenzen verschwinden und das Eis von einem weiten Umkreis zu dem einen engen Querschnitt der hinteren Öffnung des Thales herandringt, wie es schon teilweise in dem Gebiet von Kurve I und vollständig vor der Nordstufe des Karajak-Nunataks der Fall ist. Hier hat die Verschiedenheit der Dimensionen die Wirkung, für welche sie bei den Kurven II und III nicht ausreichend war: durch die grosse Breite der höher gelegenen Oberflächen-Querschnitte strömen bei langsamer Bewegung genügende Massen hindurch, um den Ersatz der Massen für die schnellere Bewegung in den schmäleren, unterhalb gelegenen Oberflächen-Querschnitten zu schaffen. Die Geschwindigkeit selbst wird hier ausschliesslich durch die Mächtigkeit des Eises bestimmt, da der Einfluss des Meeres fehlt, der im Randgebiete das Eis trägt und damit die Geschwindigkeit der unteren Lagen, also die aktive Bewegung hemmt, welche sonst durch den Druck der an Ort und Stelle darüber lastenden Massen erzeugt wird.

Den bestimmenden Einfluss, welchen nach diesen Ausführungen die Mächtigkeit des Eises auf seine Bewegung besitzt, in allen Einzelheiten nachzuweisen, ist nicht möglich, weil die Mächtigkeit nur selten festgestellt werden kann. Man muss sich auf die Thatsachen beschränken, welche zweifellos feststehen. Die wichtigste darunter ist neben den soeben besprochenen Vorgängen die Zunahme der Mächtigkeit mit der Entfernung vom Lande, welche einerseits mit einer Steigerung

der Geschwindigkeit in der gleichen Richtung Hand in Hand geht, andererseits das Schwellen im Randgebiet und das Einsinken jenseits desselben, also die ganze Ursache der Bewegung, erklärt. Ich habe beide Punkte schon früher erörtert.

Von Einzelheiten, die man ausserdem mit Bestimmtheit auf die Mächtigkeitsverhältnisse zurückführen kann, ist der Unterschied in dem Wachstum der Geschwindigkeit mit der Entfernung vom Lande zu nennen. Die Kurven der Abbildung 27 zeigen die Mächtigkeitsverhältnisse des Eises in den Querschnitten, für welche die Kurven der Abbildung 26 die Geschwindigkeitsverhältnisse angeben. Die Höhen der Oberfläche sind gemessen, die Höhen des Bodens aus

Abbildung 27.



Die Mächtigkeit des Grossen Karajak-Eisstroms in vier Querschnitten.
Maassstab 1:100 000. Höhen im natürlichen Verhältnis.

dem bekannten Abfall der Wände des Eisstroms und dem zum Teil bekannten Ansteigen des Fjordbodens gegen den Eisstrom hin konstruiert. Sicher ist bei dieser Darstellung vor allem die Mächtigkeit in der Nähe des Karajak-Nunataks, und gerade für diesen Teil zeigt der Vergleich der Kurven II und III in beiden Abbildungen, dass der schnelle Zuwachs der Bewegung mit der schnellen Zunahme der Mächtigkeit parallel geht.

Die Bewegungsstärke kann auch durch die Neigung der Oberfläche beeinflusst werden, welche häufig der des Untergrundes entsprechen wird; wir bemerkten in den Tabellen bei den Gruppen III, IV, V, VII, IX, XIV und XVII eine geringe Steigerung der Geschwindigkeit mit der Annäherung an den Abhang oder bei der Bewegung auf diesem hinab. Andererseits fällt es auf, dass auf der Tasiusak-Stufe (Kurve II) fast die gleiche Geschwindigkeit herrscht, wie beim Abstieg

auf dem Abhang dazu (Kurve I). Es ist schwer, den Einfluss der Neigung auf die Bewegungsintensität zu bestimmen, weil eine Zunahme der Mächtigkeit die gleiche Wirkung haben kann, wie eine stärkere Neigung, was z. B. bei den beiden letztgenannten Kurven der Fall zu sein scheint. Im allgemeinen wird in einem so ausgedehnten Eisgebiet, wie dem Grossen Karajak-Eisstrom, welcher zweifellos sehr verschiedene Landformen überzieht und vollkommen ausgeglichene, geregelte Bewegungsverhältnisse besitzt, der Einfluss der Neigung wenig hervortreten. Auch in den oben angeführten Fällen sind die Unterschiede gering und vermögen kein vollkommen sicheres Bild zu gewähren. Die Wirkung der Neigung scheint jedoch vorhanden zu sein und ist bei einer Masse, deren Bewegung auf einem Auseinanderdrücken der untersten Teile beruht, auch zu erwarten.

Die Richtung der Bewegung (Karte 2) entspricht der Schilderung, welche ich Seite 73f. über das Vordringen des Inlandeises gegen das Land und über die Ablenkung durch den Karajak-Nunatak entworfen habe. Im Abfall zur Tasiusak-Stufe ist die ONO—WSW-Richtung ein Rest der früheren Ostwest-Bewegung des Inlandeises gegen das Land, welche sich schliesslich auch noch in dem Schwellen am Hüttensee zeigt, obgleich schon vor der Nordstufe die Ablenkung durch die Landformen zu einer mehr nordsüdlichen Richtung erkennbar war. Auf der Tasiusak-Stufe folgt der Strom der Richtung der Seitenränder, geht also von NO nach SW, und im Abfall zum Meer wird das Eis durch eine neue Verengung von der Westseite her noch einmal abgelenkt und zu einem fast nordsüdlichen Strömen gezwungen, während gegenüber in der Nähe von Nugsuak die alte ONO—WSW-Richtung bis dicht an das Meer zu bestehen scheint. Das letztere ist nicht ganz sicher, weil Gruppe XXV eine von den anliegenden Gruppen abweichende Bewegungsrichtung zeigt, welche freilich durch Packeis örtlich bedingt sein kann; die meisten Beobachtungen sprechen andererseits dafür, dass dort die alte ONO—WSW-Richtung wieder hervortritt. Jedenfalls herrschen im Karajak-Eisstrom verschiedene Bewegungsrichtungen, welche durch örtliche Ablenkungen des allgemeinen ostwestlichen Vordringens des Inlandeises gegen den Karajak-Nunatak entstanden sind und an dessen Rand zu Bewegungen führen, welche den Krümmungen des Landes folgen und die Hüttenbucht im Bogen durchkreisen, während an der gegenüberliegenden Ostseite, also in der Nähe von Nugsuak, die ursprüngliche Bewegungsrichtung des Inlandeises bis zum Meer merkbar ist. So herrscht ein durch das entgegentretende Land nur an dessen Ufer ausgebildetes, bedingtes Strömen, während die anderen Teile des Eisstroms in der früheren unbedingten Bewegung verbleiben.

Die Vertikal-Bewegungen, welche die Tabellen mitteilen, bestehen ausnahmslos in einer Senkung der bewegten Punkte, welche bei schneller Horizontal-Bewegung schnell, bei beschleunigter auch beschleunigt, bei langsamer langsam verläuft und auf den ebenen Böden verschwindet, wie es bei der Bewegung auf geneigter oder ebener Unterlage natürlich ist. Es ist nicht zu erkennen, ob eine beschleunigte Senkung etwa an einigen Stellen der Grund der schnelleren Horizontal-

Bewegung ist, weil die Abweichungen von dem Verhältnis, welches zwischen Horizontal-Bewegung und Senkung bei einer Verschiebung auf geneigter Unterlage bestehen muss, so gering sind, dass sie innerhalb der Messungsfehler liegen. Es ist also auch in dieser Hinsicht ein bestimmter Einfluss der Neigung nicht zu erkennen.

Der Einfluss der Jahreszeit endlich tritt in den Tabellen nur an drei Stellen hervor, nämlich bei den Gruppen XIII, XVIII und XXV. Bei Gruppe XIII fällt die Verzögerung und Ablenkung der Bewegung im Mai mit der Verdichtung der Stopfung zusammen, welche sich vor dem Randstreifen des Eisstroms im Winter bildete, bis zum Juni anwuchs und bis in den Juli bestand, und ist ohne Zweifel durch diese bedingt; bei den Gruppen XVIII und XXV ist der gleiche Vorgang möglich, aber nicht mit derselben Sicherheit zu erkennen. Da die Wirkung der Jahreszeit indessen auch bei diesen drei Gruppen nur indirekt ist, indem der Winter das Eis des Fjordes bildet und dieses erst die Bewegung des Eisstroms hemmt, da ferner alle anderen Gruppen keinen Wechsel der Geschwindigkeit mit der Jahreszeit zeigen, sondern sich gleichmässig Sommer und Winter bewegen, so steht die Unabhängigkeit der Bewegung des Inlandeises von der Jahreszeit fest, wie es bei der Mächtigkeit der Masse nicht anders zu erwarten ist und auch aus den Temperaturbeobachtungen folgt.

Die Jahreszeit hat dagegen, wie schon die angeführten Fälle lehren, einen Einfluss auf die Lage des vorderen Randes und bestimmt die Grösse und die Dauer der Schwankungen, welchen die Länge des Grossen Karajak-Eisstroms, wie die der anderen, in der Jahresperiode unterliegt. Ich habe diese Schwankungen bei anderen Eisströmen schon im V., VI. und VII. Kapitel besprochen und besonders beim Jakobshavner Eisstrom eingehend erörtert. Es erübrigt hier, dieselben für den Grossen Karajak im Anschluss an die Darstellung seiner Bewegung zu schildern.

Die Oscillationen der Länge des Grossen Karajak-Eisstroms.

In der Lage und Form der Zunge des Eisstroms, welche im Meer liegt und in einer dicht am Karajak-Nunatak 50 m, in der Mitte auch mehr als 100 m über den Wasserspiegel emporragenden Steilwand endigt, ist ein Sommer- und ein Winterzustand zu unterscheiden. Der erstere beginnt sich Anfang Juni zu bilden, erreicht jedoch je nach der Grösse der Packeis-Stauungen erst Mitte oder Ende Juli seine unbedingte Gestaltung; die Anfänge des letzteren liegen im Beginn des Dezember, wenn sich die erste allgemeine Eisdecke auf den Fjorden zu legen beginnt, und sein Höhepunkt ist Ende Mai, da Anfang Juni die Auflösung des Packeises und die Ausbildung des Sommerzustandes beginnt. Wenn wir von den drei Übergangsmonaten Dezember, Juni und Juli absehen, währt der Sommerzustand demnach im allgemeinen vier und der Winterzustand fünf Monate.

Im Sommerzustand (Tafel 33) liegt der Eisrand im offenen Wasser und hat im Horizontalschnitt die Form eines gegen den Fjord konvex gekrümmten Bogens, welcher zwischen dem Ostabhang des Karajak-Nunataks und dem Westabhang von Nugsuak gespannt ist. An den Seiten in der Nähe des Landes hat der Bogen in der ganzen Dauer des Sommerzustandes fast genau die gleiche Lage und Krümmung; die breite Mitte dagegen schiebt sich vor und zurück und schwankt zwischen den beiden Grenzlinien, welche auf Karte 2 angegeben sind und einen Abstand von 200—300 m von einander besitzen. Wenn die Mitte die am weitesten vorgeschobene Lage einnimmt, sieht es aus, als ob an den Eisstrom ein breiter eckiger Kasten in den Fjord hinaus angebaut ist (Tafel 35). Der Horizontalschnitt hat auch keine regelmässige Krümmung, sondern einen gebrochenen, zackigen Verlauf, doch so, dass die nach aussen und nach innen vortretenden Ecken sich um eine stätig gegen den Fjord gekrümmte Linie gruppieren. Das Vortreten des mittleren Teils erfolgt nicht gleichmässig in der ganzen Breite, sondern wird stets durch das Ausbrechen mächtiger Stücke unterbrochen, welche als Eisberge davontreiben und im Rande dann tiefe, eckige Lücken zurücklassen. Das Ausbrechen geschieht bald hier, bald dort, so dass immer nur kurze Strecken der Mitte die vorderste Lage erreichen, um dann ihrerseits auszubrechen und Lücken im Rande zu lassen, während nun die Teile, welche bis dahin zwischen den vortretenden Ecken weiter zurückstanden, der vordersten Grenzlage zustreben. So pendelt die ganze Mitte des Eisstroms im Sommer dauernd zwischen den beiden Grenzlagen hin und her, jedoch so, dass diese niemals von der ganzen Breite, sondern immer nur gleichzeitig von Teilen derselben eingenommen werden.

Der Vertikalschnitt hat dicht am Karajak-Nunatak eine Höhe von 50 m über dem Meer, steigt dann schnell an und schwankt in der breiten Mitte des Eisstroms um den Betrag von 100 m, um gegen das andere Ufer wieder abzufallen (Abbildung 27, IV). Bei der wilden Zerrissenheit dieser Teile des Eisstroms haben die Eiskasten und Spitzen, welche zwischen den sich durchkreuzenden Spalten stehen geblieben sind, naturgemäss recht verschiedene Höhen, die um 20 bis 30 m in unmittelbarer Nähe von einander abweichen können. Es ist schwer anzugeben, wo der zusammenhängende Körper des Eisstroms beginnt, über den sich diese Spitzen erheben, weil die Spalten die Eiswände tief zerklüften. Meine Angaben über die Höhen des Querprofils beziehen sich auf die am meisten hervorragenden Punkte des Randes, und bei diesen selbst kommen grosse Verschiedenheiten vor.

Die Oscillationen des Horizontalschnitts bedingen auch kurz dauernde Oscillationen der Höhen. Denn wenn die innere Grenzlage des Sommers, bis zu welcher die Oberfläche des Eises beim Abstieg zum Meer eine stärkere Neigung hat, überschritten ist, werden die Höhen des Randes geringer, als sie es in der Grenze waren, da die Abwärtsbewegung am Abhang, welche bis dahin bestand, noch eine kurze Strecke fortgesetzt wird. Lange währt diese Senkung aber nicht; sehr bald steigt die vorstrebende Eisecke plötzlich empor, bleibt dabei aber noch

im Zusammenhang mit dem Eisstrom, um erst an der äusseren Grenze abzubrechen und als Eisberg davon zu treiben. Die Teile des Randgebiets, welche zwischen den beiden Grenzlinien liegen, haben deshalb meist eine horizontale Oberfläche, welche sich als flache Stufe deutlich gegen den stark geneigten Abhang, mit dem sich die Eisoberfläche zum Meer herabsenkt, abhebt. Der Wechsel der Neigung ist auffallend und scharf. Dass aber das Eis beim ersten Überschreiten der inneren Grenzlage sich zunächst noch gesenkt und tiefer eingetaucht hatte, erkennt man an der Wasserkehle, welche in der tieferen Lage in die steile Eiswand eingefressen ist und welche nach dem Emportauchen des vorstrebenden Teils an diesem gegen den Eisstrom hin, also fjordaufwärts, mit der gegenwärtigen Wasserlinie konvergiert. Dieses ist ein Beweis dafür, dass die vorstrebenden Teile nach Überschreitung der inneren Grenzlage emporwippen, was die Horizontalität der Oberflächen bestätigt. Gross sind die Höhenschwankungen, die auf diese Weise entstehen, übrigens nicht; sie betrugen bei der Messung vom 26. Oktober 1892, wo das Emporwippen an derselben Eisspitze gegen die Beobachtung vom 21. Oktober festgestellt werden konnte, 10 m.

Diese Schwankungen erfolgen nur in der zwischen den beiden Grenzlinien pendelnden Mitte. Der eingebuchtete Teil am Karajak-Nunatak endete stets mit den gleichen Höhen, weil seine geringe Horizontal-Bewegung (Gruppe XIII) keinen merklichen Vorstoss über die gewohnte Lage zu bewirken vermag. Hier war niemals ein horizontaler Vorbau am Fusse des Abhanges, sondern eine gleichmässige Neigung bis zu dem oberen Rande der vorderen Steilwand; hier erfolgte auch nicht ein Ausbrechen mächtiger Berge, sondern nur ein Niederstürzen von Trümmermassen der zerklüfteten Eismauer. Besonders in der Gegend des auf Tafel 33 sichtbaren Thores, welches sich immer wieder an derselben Stelle bildete, stürzten stets reichliche Trümmer herab. Die Abbildung zeigt den Gegensatz zwischen der mit horizontaler Oberfläche vorstossenden Mitte und dem ohne einen solchen Vorbau endigenden Randstreifen im Vordergrund des Bildes.

Der Unterschied des Winterzustandes (Tafel 34) von dem des Sommers beruht darauf, dass die ausbrechenden Eisberge im Winter keinen freien Abzug haben, weil dies die Eisdecke des Fjordes hindert. Diese selbst legte sich in den Karajak-Fjorden erst Anfang Dezember, während bis dahin grössere und kleinere Eisflächen und Fladen getrennt umhertrieben und immer auch wieder verschwanden. Der Anlass für die Bildung der zusammenhängenden Decke war ein heftiger Schneefall in der Nacht vom 1. zum 2. Dezember, welcher so stark zur Vermehrung der lose im Meer treibenden Eiskrystalle beitrug, dass sie nun ausreichten, um sich über den ganzen Fjord zusammenzuschliessen und eine einheitliche Decke zu bilden. Sie hatten nun einen Halt, an welchem sich das ständige Wachstum anschliessen konnte. Es kam wohl vor, dass noch hier und dort Teile der Eisdecke wieder plötzlich forttrieben, so z. B. Mitte Dezember in der Nähe von Karajak-Haus; eine Öffnung des Fjordes auf grösseren Gebieten fand jedoch nicht wieder statt.

Immerhin war die Eisdecke, trotz des schnellen Wachstums am Anfang, im Dezember noch so dünn, dass sie dem Drängen des Eisstroms wenig Widerstand leistete. Die Eisberge zerstörten bei ihrer Entstehung durch heftige Kalbungsfluten den Zusammenhang und trieben eine Strecke vom Rande fort, froren aber bald wieder ein und kamen von Anfang Dezember kaum über den Hintergrund des Fjordes hinaus. Da aber die Bewegung des Eisstroms nicht ruhte und immer neue Massen in das Meer hinausführte, häuften dieselben sich an und wurden mit dem Eise des Fjordes zu stätig sich verdichtenden Staueismassen vereint. Dieselben bestehen aus Bergen und Trümmern, welche zwischen mauerartig aufgetürmte und zu dicken Klötzen zusammengeschobene Schollen gepackt sind.

Je dichter das Staueis wird, desto mehr nimmt die Beweglichkeit der darin eingefrorenen Eisberge ab, ohne sich ganz zu verlieren. In den äusseren Teilen der Fjorde liegen sie oft den ganzen Winter hindurch fest, wenn ihre eigenen Schwankungen nicht die Eisdecke zertrümmern und die Lage verschieben; in den inneren aber sorgt die Bewegung der Eisströme dafür, dass Bewegung bestehen bleibt. Die folgenden Tabellen geben über diese Verhältnisse Auskunft:

Bewegung der Eisberge.

Tabelle I.

Im Staueise des Winters.

Eisberg	Datum	Position		Bewegung in 24 Stunden
		x	y	
1	12. II. 93 19. II. 93	1975 m 2164	1895 m 1912	29,0 m
2	12. II. 93 19. II. 93	4152 4317	5684 5683	23,6
3	30. III. 93 11. IV. 93 15. IV. 93 17. IV. 93	921 1297 1374 2289	2050 2095 2111 2149	31,6 19,6 457,8
4	17. IV. 93 30. V. 93 4. VI. 93 14. VI. 93	280 344 417 559	4672 4869 4914 4931	5,4 15,1 14,3
5	28. VI. 93 3. VII. 93	4550 6514	3960 2631	474,4
6	28. VI. 93 3. VII. 93	4075 5915	4566 4375	369,9

Positionen und Bewegung konnten in der voranstehenden Tabelle in gleicher Weise, wie beim Eisstrom berechnet werden, weil die Eisberge während der Messung im Staueise des Winters festlagen. Die Positionen beziehen sich auf die Randbasis mit deren Endpunkt A als Koordinaten-Anfangspunkt, mit der Richtung der Basis AB als positiver x Achse, und mit der Senkrechten dazu, die in den Eisstrom hineinführt, als positiver y Achse. Im offenen Wasser des Sommers sind die Verschiebungen der Eisberge (Tabelle II) so heftig gewesen, dass eine Kombination der von den beiden Basis-Endpunkten angestellten Winkelmessungen gegen die Basis zur Bestimmung der Positionen nicht mehr möglich war, weil die Richtungen sich während der Beobachtung zu erheblich änderten. Es wurden deshalb mit den aus einem Näherungsverfahren gefundenen mittleren Entfernungen der Eisberge die Kreisbögen berechnet, welche zu den auf beiden Basis-Endpunkten beobachteten Winkeländerungen gehören. Die Sehnen derselben stellen die kürzesten Wege dar, welche bei der gemessenen Winkeländerung zurückgelegt sein können. Die daraus abgeleiteten täglichen Bewegungen sind mithin Mindestwerte für die Beträge, welche man bei einer Kenntnis der richtigen Positionen und der wahren Bewegungsrichtungen erhalten würde, wenn die in kurzer Zeit gesehene Geschwindigkeit den ganzen Tag über gleichmässig anhielte. Diese Gleichmässigkeit findet nicht statt, wie die Zahlen selbst beweisen; die mitgeteilten Resultate können deshalb nicht dazu dienen, die thatsächlichen Bahnen der Eisberge, sondern nur, um die im Mindestfalle vorkommenden Geschwindigkeiten zu zeigen. Ich habe für die Darstellung derselben trotzdem die vierundzwanzigstündige Periode gewählt, weil so ein Vergleich mit den Geschwindigkeiten des Eisstroms möglich ist. In Wirklichkeit gelten die mitgeteilten Geschwindigkeiten aber nur für die kürzere Zeitdauer der Messung, welche bei jedem Eisberg angegeben ist; sie werden im weiteren Laufe der Bahn bald verlangsamt und bald beschleunigt.

Tabelle II.

Im offenen Fjordwasser des Sommers.

Eisberg	Zeit	Gemessene Winkel		Angenäherte Entfernung	Bewegung in 24 Stunden
		α	β		
7 8. VII. 93	4 h 5' p.	51 47	—	5000 m	3251 m
	5 h 3'	50 17	—		
	5 h 33'	—	126 12		195 m
	6 h 16'	—	126 16		
8 9. X. 92	10 h 57'	25 44.5	—	4000 m	437 m
	12 h 8'	26 3			
	12 h 27'	—	151 32		
	1 h 48'	—	153 49		2835 m
	1 h 50'	—	153 53		

Eisberg	Zeit	Gemessene Winkel		Angenäherte Entfernung	Bewegung in 24 Stunden
		α	β		
9 13. X. 92 Es sind zwei Punkte desselben Berges gemessen	3 h 40' — 3 h 40' — 4 h 2' —	— — 71 16,5 69 51,5 72 44,5 70 55,5	103 43,5 104 32,5 — — — —	4000 m	12292 m 8939 m
10 20. X. 92	12 h 7' 12 h 52' 1 h 10' 2 h 0'	57 10,5 53 2 — —	— — 121 30,5 125 25	3000 m	6942 m 5896 m
11 26. X. 92	11 h 25' 12 h 18' 12 h 48' 1 h 11'	40 46 41 25 — —	— — 129 7 129 27	2000 m	617 m 729 m

Die Ungleichmässigkeit der Geschwindigkeit in Tabelle II ist einmal darauf zurückzuführen, dass die zur Rechnung angenommene Bewegungsrichtung nicht mit der wirklichen übereinstimmt, zum Teil aber auch auf wirkliche Unterschiede in der Bewegung desselben Berges. Da die mitgeteilten Ergebnisse nicht die thatsächlich zurückgelegten Bahnen, sondern nur die täglichen Geschwindigkeiten bedeuten, wie sie aus kurzen Beobachtungszeiten folgen, können sich kleine Unterschiede der Wirklichkeit und kleine Beobachtungsfehler zu grossen Unterschieden summieren. Die Tabelle giebt jedoch einen Anhalt dafür, mit welcher Heftigkeit sich die im offenen Wasser treibenden Eisberge im Sommer unter Umständen bewegen. Die grösste Intensität zeigt Berg 9, welcher unmittelbar nach seiner Loslösung vom Eisstrom beobachtet ist und in seiner Bewegung noch die Gewalt der Kalbungsflut zur Anschauung bringt, welche durch seine Bildung entstand. Keiner der anderen Berge kommt ihm an Geschwindigkeit annähernd gleich.

Die Ergebnisse der Tabelle I zeigen, wie gering dagegen die Geschwindigkeit ist, mit welcher sich die Eisberge im Winter im Packeise bewegen. Auch hier bedeutet der mitgeteilte Betrag freilich nicht, wie beim Eisstrom, die Geschwindigkeit, welche dauernd besteht, sondern nur diejenige, welche der Eisberg haben würde, wenn man seine Verschiebungen, die in einem oder mehreren plötzlichen Schüben bestehen, auf den Zeitraum, in dem das Resultat derselben beobachtet ist, verteilt. Die wirklichen Geschwindigkeiten sind grösser, als die angegebenen, was an einzelnen Stellen hervortritt, weil sie in kürzeren Zeiträumen erfolgten und nur solange bestanden, bis das Packeis die Bewegung von neuem hemmte. So zeigt z. B. der Eisberg 3 eine Verschiebung von 915,6 m vom 15. bis zum 17. April, woraus eine tägliche Geschwindigkeit von 457,8 m folgt, während er in den anderen Perioden nur Tagesmittel von 31,6 bzw. 19,6 m hat; am 15. April

fand nach der Beobachtung eine Kalbung statt, deren Flut den Berg plötzlich bedeutend verrückt hat.

Obgleich sich also strenge keine Mittel bilden lassen, weil die Verschiebungen im Sommer, wie im Winter, unstätig sind, können die mitgeteilten Tagesmittel doch am besten die Beweglichkeit des Packeises zu verschiedenen Jahreszeiten veranschaulichen. Dieselbe ist in den Wintermonaten (Februar bis Juni) äusserst gering, steigert sich Ende Juni, wenn das Staueis gelockert ist (Eisberg 5 und 6), und hat dann von Anfang Juli an, wo das ständige Treiben beginnt (Eisberg 7), die grössten Beträge, bis das Wintereis im Dezember sich von neuem bildet. Trotz der grossen Geschwindigkeit bei plötzlichen Verschiebungen (Eisberg 3) ist die Geschwindigkeit der Eisberge im Winter niemals so gross, wie im Sommer, sowohl im Mittel, wie in dem einzelnen Schub. Sie verlangsamt sich, je dichter das Packeis wird, und nähert sich damit immer mehr der Geschwindigkeit, welche der Eisstrom selbst hat.

Die Art der Bewegung bei Eisbergen ist eine passive, indem dieselben nur durch äussere Kräfte verschoben werden. Der Berg 4, welcher sich am 15. April losgelöst hatte, aber dicht am Rande des Eisstroms liegen blieb, weil die Stauung im Fjord ihn an der Weiterbewegung hinderte, wurde z. B. bis zum 30. Mai durch die vorstrebenden Ecken des Eisstroms langsam zur Seite geschoben; er erhielt dann eine etwas grössere Geschwindigkeit, als er am 30. Mai derselben Bewegungsrichtung, welche der Eisstrom hat, folgen konnte und nun von diesem direkt nach vorn gedrängt wurde. Auch bei den anderen Bergen hängt die Geschwindigkeit nur von äusseren Kräften ab, die sie bewegen, und von den Hindernissen, welche sie treffen; im Winter sind es Kalbungsfluten, die Bewegung der Eisströme und die Schwankungen der Eisberge selbst um ihre Gleichgewichtslage, im Sommer ausserdem die ständigen Strömungen des Meeres und die Winde.

Auch im Eisstrom selbst wird ja die Bewegung gegen das Meer hin immer passiver, indem das aktive Strömen allmählich einer äusseren Schiebung weicht, je weiter der Eisstrom eintaucht, je mehr er vom Wasser getragen wird und je weniger er auf die eigenen unteren Lagen drückt (Seite 272f.). Nach der Auflösung in Eisberge ist bei diesen die rein passive Bewegung erreicht. Wenn das Packeis sich aber so dicht staut, dass es den Fjord erfüllt und, wie der Eisstrom, auf dem Boden lastet, dann kann auch in ihm eine gewisse aktive Bewegung beginnen, ähnlich der, welche die äussere Grenzzone des Eisstroms hat. Es kann sich also nicht allein die Geschwindigkeit, sondern auch die Bewegungsart des Packeises mit zunehmender Dicke der des Eisstroms nähern und in den dichtesten Teilen, welche vor dem Eisstrom liegen, durch einen Übergang zu den Eigentümlichkeiten der Grenzzone mit dieser verschmelzen.

In diesen Verhältnissen ist die Verlängerung des Eisstroms im Winter begründet, welche bis zu der auf Karte 2 angegebenen und auf Tafel 34 sichtbaren äusseren Grenzlage führt. Dieselbe fällt in der Mitte fast genau mit der äusseren Grenzlage des Sommers, also etwa den auf Tafel 33 sichtbaren vorderen

Ecken zusammen. An der Südseite, also gegen Nugsuak hin, beträgt die Verlängerung etwa 200 m, indem der Eisrand mit einer Geschwindigkeit, welche die im Eisstrom herrschende nicht unerheblich übertrifft, nämlich von 22 m in 24 Stunden, aber in nur wenig veränderter Richtung, über die äusserste Sommerlage hinausdringt. An der Nordseite war der vordere Steilrand dicht am Karajak-Nunatak im Juni überhaupt nicht zu erkennen, weil das Staueis dort mit dem Eisstrom verschmolz. Indessen war die tiefe Einbuchtung des Sommerrandes (Tafel 33) noch sicher durch den Eisstrom ausgefüllt, so dass die Verlängerung auch hier 200—300 m betrug.

Dass der Vorstoss hauptsächlich in den Seitenstreifen erfolgt, ist der beste Beweis dafür, dass er durch das Staueis bedingt wird, weil sich dieses in den flacheren Teilen des Fjordes in der Nähe des Landes naturgemäss am dichtesten stopft. Es lag am Karajak-Nunatak so fest, dass es sich noch fast den ganzen Juli erhielt, als die anderen Teile des Fjordes schon lange wieder frei waren; auch tritt sein Einfluss hier mit Sicherheit in einer Hemmung und Ablenkung der Bewegung des Eisstroms hervor (Gruppe XIII). Während es sich vor der Mitte desselben infolge der Kalbungen immer wieder lockert, wird es durch die langsame Bewegung der Seitenstreifen allmählich zusammengedrückt und verdichtet. Es kann infolgedessen hier sowohl wirklich den Eisstrom verlängern, indem es die Auflösung des Randes verhindert, als auch rein äusserlich ihm angegliedert werden und den Steilrand verdecken, während die Mitte durch die eigene heftige Bewegung immer wieder freigelegt und dann in Eisberge aufgelöst wird. Sie war nur zum Schluss des Winters, Ende Mai, an einzelnen Stellen im Packeis verschwunden.

Der Randstreifen des Grossen Karajak zeigt so die gleichen Schwankungen, welchen der Jakobshavner Eisstrom in seiner ganzen Breite und in viel grösserem Ausmaass unterliegt; ich habe dieselben auch bei diesem durch Packeisstauungen zu erklären versucht und finde diese Auffassung durch die am Grossen Karajak-Eisstrom beobachteten Vorgänge bestätigt. Da der Fjord vor dem Ende des letzteren sich vertieft und erweitert, während, nach der Neigung der Oberfläche zu schliessen, im Jakobshavner Eisfjord die Senkung des Bodens gering und die Breite gleichmässiger ist, ist der verschiedene Umfang der Schwankungen beider Eisströme auch zu verstehen. In beide Fjorde wird durch die heftige Bewegung genügendes Material hinausgeführt, aber bei den Abmessungen des Grossen Karajak-Fjordes kann es nur in dem flacheren Randstreifen zu wirksamen Stopfungen kommen.

Während die Ausbildung des Winterzustandes langsam beginnt und sich allmählich steigert, indem die stätige Produktion von Eisbergen das Packeis verdichtet und die Grenzlage, um welche der Eisrand pendelt, allmählich hinausschiebt, erfolgt die Auflösung des Winterzustandes in einzelnen Katastrophen, welche als das Ausstossen (*udskyde*) der Eisfjorde bezeichnet werden.

Den Beginn dieses Vorgangs habe ich beim Grossen Karajak am 4. Juni gesehen, als der Steilrand des Eisstroms bis auf eine kurze Strecke in der ganzen

Mitte und bis in die westliche Seitenzone hinein zum ersten Male wieder hervortrat, nachdem noch am 30. Mai die Oberfläche der letzteren vollkommen und die der Mitte teilweise mit dem Packeis verschmolzen war. Es hatte zwischen den beiden Beobachtungen eine Schiebung des Staueises stattgefunden, welche grössere Teile des Eisrandes freilegte; dieselbe war indessen vorübergegangen, da am 4. Juni selbst die ganze Masse wieder festlag.

Am 14. Juni (Tafel 34) war ein weiterer Fortschritt der Auflösung nicht zu bemerken; hingegen schien die Stauung in der westlichen Randzone von neuem zugenommen zu haben, da der Steilrand hier wieder fast gänzlich im Staueis verschwand. Am 28. Juni dagegen waren die Stauungen vor der Mitte leichter geworden und hatten einer Packung von weniger hoch emporragenden Trümmermassen Platz gemacht, aus denen sich der Steilrand des Eisstroms scharf abhob. Da dieselben aber noch fest lagen, musste die Bewegung, welche die Veränderung geschaffen hatte, ein einmaliger oder ein mehrmals wiederholter, plötzlicher Schub gewesen sein, welcher bald wieder aufhörte. In der Randzone lag der Steilrand wieder ganz im Staueis verdeckt.

Am 3. Juli hatte der Fjord vor der Mitte des Eisstroms das gleiche Aussehen; die Verdünnung des Packeises hatte nun jedoch auch in der Randzone begonnen. Die Bewegung, welche diese Änderung verursacht hatte, war wieder verschwunden, denn am Beobachtungstage selbst lag die ganze Masse fest.

Am 8. Juli habe ich die erste ständige Bewegung im Packeise gesehen, während der Fjord noch das gleiche Aussehen, wie am 3. Juli, hatte. Einige neue Trümmer und Berge waren hinzugekommen und trieben in der noch zusammenhängenden Staueismasse langsam einher. Nur am Karajak-Nunatak lag das Staueis noch fest an den Rand des Eisstroms angegliedert und war von diesem nicht zu unterscheiden.

Am 24. Juli war der Sommerzustand fast vollkommen erreicht. Fast der ganze Fjord war frei und nur noch stellenweise von lockeren, neugebildeten Trümmern erfüllt. Nur dicht am Karajak-Nunatak hatte sich als Rest ein Streifen Staueis erhalten, welcher wie ein Eisfuss mit horizontaler Oberfläche die Küste begleitete und nur hier und da mit vorspringenden Ecken in den Fjord hineinragte (Abbildung 28).

Ende Juli ist sicher auch dieser Rest verschwunden, denn im Jahr vorher war schon Mitte Juli davon nichts mehr zu sehen gewesen. Ich habe auf die verschiedene Dauer dieser Packung am Rande und auf den Einfluss, welchen sie auf die Bewegung in der Randzone des Eisstroms ausübte (Gruppe XIII), die Verschiedenheiten im Bestande des untersten Inlandeisrandsees zurückgeführt, welche ich Seite 65 geschildert habe.

Nach diesen Angaben über die Auflösung des Winterzustandes besteht kein Zweifel, dass das Ausstossen des Fjordes in wiederholten Katastrophen besteht, durch welche die Packeismassen in Bewegung geraten. Ihre Verschiebung ist zunächst ein plötzlich einsetzender und ebenso plötzlich wieder endender, kurzer Vorgang, welcher erst nach Anfang Juli in ein ständiges Treiben übergeht; ein

Teil des Staueises wird gelöst und aus dem Hintergrunde des Fjordes befreit, während der übrige Teil in die entstandene Lücke nachrückt, um sich dann wieder fest zu schliessen. Die Teile, welche befreit werden, dringen in die äusseren Gebiete der Fjorde und können diese vollkommen verstopfen. Der Vorgang wiederholt sich, bis alle im Winter gestauten Massen entfernt sind und infolge der regelmässigen Zufuhr von Eistrümmern und Bergen durch die Bewegung der Eis-

Abbildung 28.



Eisfuss am Karajak-Nunatak am 24. Juli 1893,
vergrössert und gestaut durch die Trümmer des Grossen Karajak-Eisstroms.

ströme im offenen Fjord ein ständig geregelter Abzug beginnt. Durch das Ausstossen der Fjorde entstehen die Eisbergschwärme, welchen man im Juni und Juli überall in den Wasserwegen Grönlands begegnet und die erst im freien Meer zerstreut werden.

Der Grund für die Auflösung des Winterzustandes liegt naturgemäss in der Lockerung und Zerstörung des Fjordeises, welches die Stauung zusammenhielt. Dieselbe vollzieht sich im Hintergrunde des Karajak-Fjordes in der ersten Hälfte des Juni. In den äusseren Teilen liegt es bis Ende Juni und bisweilen bis in den Juli hinein, doch diese kommen für die Dauer der Winterstauung am Rande

des Eisstroms nicht in Betracht. Wenn die Lockerung sich vollzogen hat, ist es die Kraft der Föhnwinde, welche mit elementarer Gewalt vom Inlandeise herabstürzen und die Packeisstauungen in Bewegung versetzen. Wir haben dicht am Inlandeis im Juni und Juli viele Föhne gehabt, welche die Karajak-Fjorde vom Eise befreiten und dafür die äusseren Teile der Nordostbucht mit Eisbergschwärmen erfüllten. Ende Juli lagen die Stopfungen in der Gegend vom Ikerasak, so dass das Boot von dort nur mit Mühe zum Karajak-Nunatak hindurchkam, obgleich in dessen Umgebung schon lange kein Hindernis war; und Ende August hat ein Eisbergschwarm, der in einem Südoststurm herankam, den Beginn unserer Heimreise um mehrere Tage verzögert, weil er den Hafen der Kolonie Umanak so dicht verstopfte, dass das Schiff nicht ausfahren konnte.



E. v. Drygalski phot.

Der vordere Rand des Grossen Karajak-Eisstroms im Fjord (Sommerzustand).

21. Oktober 1892.



E. v. Drygalski phot.

Der vordere Rand des Grossen Karajak-Eisstroms im Fjord (Winterzustand).

14. Juni 1893.



E. v. Drygalski phot.

Der vordere Rand des Grossen Karajak-Eisstroms nach einer grossen Kalbung.

13. Oktober 1892.

Elftes Kapitel.

Die Bewegung des Kleinen Karajak, Itivdliarsuk und anderer Eisströme.

Nachdem ich in dem vorigen Kapitel die Bewegung des Grossen Karajak in ihrer Verteilung über die Quer- und Längsschnitte des Eisstroms, sowie in ihrer Beziehung zu den Jahreszeiten behandelt habe, will ich nun die Ergebnisse darstellen, welche über die Bewegung anderer Eisströme vorliegen. Ich selbst habe noch am Kleinen Karajak und an dem westlichen Itivdliarsuk (Karte 5) einige Messungen gewonnen. Ausserdem liegen Beobachtungen vor von G. Holm, K. J. V. Steenstrup, C. Moltke und A. Jessen in Süd-Grönland, von A. Helland und R. Hammer über den Jakobshavner Eisstrom, von K. J. V. Steenstrup und A. Helland über den Torsukatak, von K. J. V. Steenstrup über den Grossen Karajak und den Itivdliarsuk, von C. Ryder über Uperniviks Eisstrom und neuerdings von R. E. Peary und T. C. Chamberlin über die Eisströme von Hayes Halbinsel. Keine dieser Messungsreihen umfasst längere Zeiträume oder im Zusammenhang verschiedene Gebiete eines Eisstroms; sie sind in der Regel nur bei ein- oder zweimaligen kurzen Besuchen gewonnen und behandeln die Bewegung einzelner Punkte der Eisströme im Verlaufe weniger Tage. Die zeitlich ausgedehntesten Messungen sind die von R. Hammer am Jakobshavner Eisstrom, welcher dort im Verlaufe eines vollen Wintermonats (22. März bis 24. April 1880) fünf Punkte je zu elf verschiedenen Zeiten beobachtet hat; die räumlich ausgedehntesten Messungen sind die von K. J. V. Steenstrup am Grossen Karajak[1], der hier die Bewegung von zehn Punkten im Verlaufe von zwei Tagen maass.

Ich will über die erzielten Ergebnisse einen Überblick geben und beginne mit den Messungen, welche ich selbst noch ausgeführt habe.

[1] Meddelelser om Grønland IV, S. 84 f.

Die Bewegung des Kleinen Karajak-Eisstroms.

Die Basis, von welcher die Messungen gewonnen sind, lag auf dem Fjordeise in geringem Abstand vom vorderen Steilrand des Eisstroms (Karte 2) und hatte eine Länge von 441,4 m.

Die Messungen geschahen am 13. und am 16. April 1893 und ergaben für fünf Punkte des Eisstroms je zwei Positionen, ausgedrückt in Koordinaten, deren Anfangspunkt im Basispunkt A liegt, deren positive x Richtung mit der Richtung AB der Basis zusammenfällt und deren positive y Richtung senkrecht dazu in den Eisstrom hineingeht. Aus den Differenzen der Positionen folgt nach der Formel Seite 207 die Verschiebung in den drei Tagen, welche zwischen den Beobachtungen lagen, und daraus die Bewegung in 24 Stunden, welche in der Tabelle angegeben ist. Richtung und Intensität der Bewegung sind auf Karte 2 eingetragen.

Bewegung des Kleinen Karajak-Eisstroms.

Datum der Positions-bestimmung	Position			Bewegung in 24 Stunden	Gruppe
	x	y	Meereshöhe		
13. IV. 93 16. IV. 93	1094,1 1090,8	967,7 962,8	48,5 47,9	2,0	I
13. IV. 93 16. IV. 93	760,6 760,9	1009,4 1009,8	56,1 55,5	0,2	
13. IV. 93 16. IV. 93	742,7 743,0	1068,2 1068,7	55,9 55,8	0,2	
13. IV. 93 16. IV. 93	751,5 760,4	1131,4 1143,0	52,5 53,2?	4,9?	
13. IV. 93 16. IV. 93	— 455,8 — 458,1	2357,8 2356,5	26,5 25,4	0,9	II
13. IV. 93 13. IV. 93	— 213,9 — 210,2	5157,0 5139,9	388,0 384,0	5,8	III

Der vordere Rand des Kleinen Karajak-Eisstroms tritt in der Nähe des Landes an beiden Seiten mit Ecken in das Meer hinaus vor, zwischen welchen ein gegen den Fjord konkav gekrümmter Bogen gespannt ist (Karte 2). Diese Form kommt dadurch zu stande, dass der Fjord eine Erweiterung hat, wo der Absturz des Eisstroms beendet ist; dieser breitet sich aus und verliert dadurch an Zusammenhang. In der Mitte, wo der Fjord am tiefsten ist, erfolgt die Auflösung am frühesten, während an den Rändern der Zusammenhang noch eine kurze Strecke erhalten bleibt; daher rührt der Einbruch in der Mitte und das Vortreten an den Seiten. Nur die vorspringenden Ecken haben auf einer kurzen Strecke eine horizontale Oberfläche; in der Mitte senkt sich dieselbe bis zum vorderen Rande, wenn

auch mit geringerer Neigung, als in den oberen Teilen des Abfalls von der Höhe des Inlandeises.

Die Gruppe I der Tabelle liegt in der linken, die Gruppe II in der rechten vorspringenden Ecke des Eisstroms, also in der Nähe seines Steilrandes im Fjord; Gruppe III liegt in der Mitte des Abfalls in grösserer Höhe. Da die Bewegung im vierten Satz der ersten Gruppe unsicher ist, wie die Höhenmessung vom 16. April zeigt, folgt aus der Tabelle, dass die Geschwindigkeit in den beiden vortretenden Ecken nur sehr gering ist. Ob die Unterschiede derselben, welche die Tabelle zeigt, wirklich vorhanden sind oder auf Messungsfehlern beruhen, lässt sich bei der geringen Anzahl der Beobachtungen nicht sicher sagen.

Die stärkste Bewegung hat die Gruppe III, welche den oberen Teilen des Abfalls von der Höhe angehört. Da die Positionen derselben indessen wegen der grösseren Entfernung von der Basis etwas unsicherer sind, als bei den anderen Gruppen, wie man aus der schlechteren Übereinstimmung der Höhenmessungen von beiden Basisendpunkten erkennt, so lässt sich der absolute Betrag der Geschwindigkeit nicht bestimmt verbürgen, und es muss unentschieden bleiben, ob dieselbe am Abhang in der That so viel grösser ist, als am Fusse des Abhangs im Meer.

Sicher ist dagegen die durch alle Gruppen bestätigte Thatsache, dass der Kleine Karajak sowohl im vorderen Rande im Meer, als auch im Abfall zum Meer eine weit geringere Geschwindigkeit besitzt, als der Grosse Karajak-Eisstrom unter den gleichen Verhältnissen. Da sich beide in erster Linie durch ihre Mächtigkeit unterscheiden, indem die Höhe des Steilrandes über dem Wasser beim Kleinen Karajak nur 25 bis 55 m, beim Grossen 50 bis 100 m beträgt, und die Dicke unter dem Meeresspiegel dementsprechend verschieden ist (Tafel 43), so zeigt sich der Unterschied der Mächtigkeit auch hier wieder mit einem Unterschied in der Intensität der Bewegung verknüpft. Die Neigung des Kleinen Karajak ist sogar steiler als die des Grossen; seine Bewegung müsste also heftiger sein, wenn es nur auf diese ankommen würde.

Eine Unabhängigkeit von der Jahreszeit tritt in der obigen Tabelle nicht hervor, weil der Zeitraum der Messungen nur wenige Tage im April umfasst; man sieht nur, dass die Bewegung im April, also im Winter, nicht geruht hat. Auch wurden das ganze Jahr hindurch Eisberge gebildet. Die Produktivität ist aber entsprechend der geringeren Bewegung kleiner als bei dem Grossen Karajak, denn die Winterstauung im Fjord davor reichte nur bis zu einem Abstand von 1000 m vom Eisrand und wurde lange nicht so dicht und fest, wie bei jenem. Im Januar konnte man die Wellen, welche bei der Bildung der Eisberge im Wasser entstanden waren, in den Aufbrüchen des Fjordeises erkennen, an denen die Schollen in nach aussen konvex gekrümmten Bogen zusammengeschoben waren. Am 17. Februar kam ich zu Lotungszwecken bis auf 800 m und am 4. Juni Dr. Vanhöffen bis auf 600 m Entfernung ohne Mühe an den Rand des Kleinen Karajak heran (Karte 2), während wir dem Grossen Karajak der Winterstauungen wegen im Februar vom Fjorde aus nur in der Nähe der Ostküste bis auf 3000 m nahen konnten und im

Juni schon bei Kekertat, also in 9000 m Abstand, halten mussten. Im Kleinen Karajak war Mitte April das Fjordeis in der Gegend meiner Basis noch ungestört und eben, und Ende Mai reichten die Stauungen gerade bis an diese heran, so dass die Steinpyramiden, welche die Basisendpunkte bezeichnet hatten, dabei zerstört wurden; darüber hinaus gingen die Stauungen nicht, da Mitte Juni das Fjordeis sich schon wieder auflöste.

Die Höhe des vorderen Steilrandes des Kleinen Karajak beträgt in der am linken Ufer vorspringenden Ecke 55 m und in der rechten 26 m; in der tiefen Bucht in der Mitte habe ich keine Messung, doch dürfte die Höhe dort etwas weniger als 55 m betragen. Die Tiefen des Fjordes, welche in der grösseren Nähe des Eisrandes gemessen sind, betragen 163 m vor der linken Seite und 213 m vor der Mitte der Bucht (Karte 2). Wenn man mit ihnen den Verlauf der Tiefen in dem gleich unterhalb dieser einzelnen Lotungen gemessenen Profil (Tafel 8, Schnitt a) vergleicht, kann man schliessen, dass die Tiefe des Fjordes am Eisrande vor der linken Ecke und vor der Mitte etwas über 200 m betragen wird, während die rechte Ecke in flacheres Wasser hineintritt. Wenn der Eisstrom auf dem Fjordboden liegt, würde seine Dicke unter dem Meeresspiegel hiernach wenig über viermal so gross sein, wie jene darüber. Da sich aber die angegebenen Höhen nur auf die höchsten emporragenden Spitzen beziehen und der Körper des Eisstroms über dem Meer ausserdem von vielen Spalten durchteilt ist, welche sich nach der Tiefe zu schliessen, wird das Massenverhältnis der über und der unter dem Meeresspiegel befindlichen Teile jedenfalls kleiner als $\frac{1}{4}$ sein.

Es lässt sich keine bestimmte Zahl dafür ermitteln, weil man die Zerklüftung nicht in Rechnung ziehen kann; ich meine aber nach dem Aussehen des Eisstroms und nach Feststellung der Thatsache, dass die höchsten Eisspitzen mehr als 20 m über die Mulden dazwischen emporragen, dass ein Ausgleich der muldenförmig erweiterten Spaltenanfänge und der steilwandigen Klüfte, die diese noch nach der Tiefe fortsetzen, mit den Eisspitzen dazwischen die Oberfläche mindestens um 20 bis 25 m erniedrigen würde. Danach würde das Verhältnis der Massen über und unter dem Wasser nur $\frac{1}{7}$ bis $\frac{1}{8}$ sein; es würde also dem Gewichtsunterschied zwischen Eis und Meereswasser entsprechen.

Beim Grossen Karajak zeigten die Oscillationen des vorderen Randes, sowie das Emporwippen der vorstrebenden Ecken und die Horizontalität der Oberfläche am Fusse des geneigten Abhanges im Meer, dass das Ende dort liegt, wo das Eis den Boden verliert und zu schwimmen beginnt. Die Verteilung der Bewegung führte zu dem gleichen Schluss, indem sie sich in den äussersten Teilen als eine rein passive erwies. Beim Kleinen Karajak ergiebt sich nach den obigen Ausführungen aus einem Vergleich der Meerestiefen und der Eisrandhöhen der Schluss, dass auch er dort endigt, wo sein Gewicht der tragenden Kraft des Wassers annähernd gleicht, wenn er die ganze Tiefe des Fjordes erfüllt. Es führen also verschiedene Wege bei den beiden Eisströmen zu demselben Ergebnis; wir werden hierauf bei Erörterung der Kalbungen zurückkommen.

Die Bewegung des westlichen Itivdliarsuk-Eisstroms.

Die Basis, von welcher die Bewegungsmessungen angestellt sind, lag an der gleichen Stelle, wie bei meinen Beobachtungen[1] im Jahr 1891, nämlich auf dem runden und mit Moränenschutt bedeckten Felsklotz, welcher durch zwei kurze Thäler und eine niedrige Wasserscheide dazwischen von dem Hauptmassiv nördlich davon abgetrennt sind (Karte 5), also am rechten Ufer über dem Ende des Eisstroms. Ihre Länge betrug 337,3 m; die Höhe des Endpunktes A war 71,5, die von B 72,9 m über dem Meer. Die Koordinaten, in denen ich die Positionen angebe, haben ihren Anfangspunkt in A; die positive x Achse liegt in der Richtung AB der Basis und die positive y Achse senkrecht dazu, also quer durch den Eisstrom hindurch.

Die Messungen des Jahres 1891 hatten für sechs Punkte des Eisstroms eine Bewegung ergeben, deren Bahn in länglichen, gegen die Basis geöffneten Schleifen bestand. Ich habe damals darauf hingewiesen, dass diese Form wohl nur eine scheinbare sei und auf störende Einflüsse zurückgeführt werden müsse. Nachdem ich aus den im August 1892 am Grossen Karajak angestellten Beobachtungen ersehen hatte, dass derartige Störungen durch die Reihenfolge der Messungen (Seite 257 f.) entstehen, war es mein Wunsch, den Vorgang auch am Itivdliarsuk zu prüfen.

Ich richtete deshalb die Messungen des Jahres 1893 genau in der gleichen Weise ein, wie im Juli 1891, indem ich die Richtungen gegen die Basis zuerst von A und dann von B und das zweite Mal (15 Stunden später) zuerst von B und dann von A maass. Leider war es mir nicht möglich, noch weitere Messungsreihen zu erhalten, um den Vergleich mit 1891 zu vervollständigen und durch Vereinigung von vier Messungsreihen schliesslich zur Erkenntnis der wahren Bahnen zu kommen. Das Fjordeis war schon bei unserer Hinfahrt am 7. Juni von vielem Wasser überstaut und sehr unsicher gewesen; es verschlechterte sich infolge eines starken Föhns in der Nacht auf den 8. Juni schnell, und ich musste es vorziehen, nach Vollendung von zwei Beobachtungsreihen am 8. Juni den Ort zu verlassen, um nicht durch die Auflösung des Eises von der Rückkehr und damit von der Ausführung unserer zweiten Inlandeisreise abgeschnitten zu werden.

Ich stelle in der folgenden Tabelle a zunächst die scheinbare Bewegung des Eisstroms, also die Ergebnisse der Messungen von 1893, zusammen und bemerke, dass der Zeitraum, welcher zwischen den beiden Reihen lag, 15 Stunden lang war, und dass mithin die 24 stündige Bewegung durch Multiplikation mit $\frac{8}{5}$ abgeleitet ist. Ich werde daran eine Betrachtung über die Fehler knüpfen, welche sich bei den gleichen Einrichtungen, wie 1891, in der gleichen Weise eingestellt haben, und daran die Ableitung der wahren Bewegungsverhältnisse schliessen. Alle Zahlen sind in Metern gegeben.

[1] Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin. 1892, S. 23 ff.

Tabelle a.

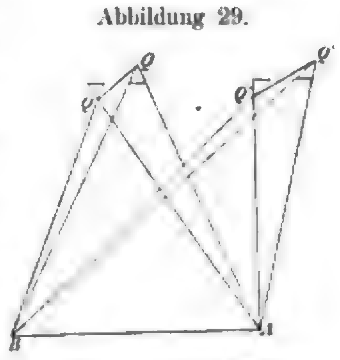
Scheinbare Bewegung des Itivdliarsuk-Eisstroms.

Datum	Position			Bewegung in 24 Stunden
	x	y	Meereshöhe	
7. VI. 93 8. VI. 93	— 1787 — 1813	1570 1584	73 72	46,6
7. VI. 93 8. VI. 93	— 1602 — 1637	1678 1703	87 87	69,6
7. VI. 93 8. VI. 93	— 1416 — 1440	1582 1598	86 86	46,9
7. VI. 93 8. VI. 93	— 1199 — 1230	1653 1682	95 95	69,1
7. VI. 93 8. VI. 93	— 748 — 757	1742 1744	113 112	14,2
7. VI. 93 8. VI. 93	— 411 — 417	2264 2266	121 121	9,9
7. VI. 93 8. VI. 93	— 406 — 413	3012 3018	136 136	14,7
7. VI. 93 8. VI. 93	52 47	2457 2457	137 137	9,1
7. VI. 93 8. VI. 93	1337 1322	3315 3313	196 196	9,8

Bei den ersten sieben Punkten sehen wir in der Tabelle ein Wachstum der y Koordinaten, bei dem achten eine Konstanz und bei dem letzten eine geringe Abnahme; alle zeigen also neben der Bewegung zum Meer, welche in der Abnahme der x Koordinaten zum Ausdruck kommt, eine Verschiebung gegen das jenseitige Ufer hin, da eine Bewegung parallel zu den Ufern durchweg in einer erheblichen Abnahme der y Koordinaten zum Ausdruck kommen müsste. Ganz den gleichen Beginn zeigen die schleifenförmigen Bahnen des Jahres 1891, und zwar liegt es in beiden Fällen daran, dass der erste Satz wegen des Beginns der Messungen beim Basispunkt A eine zu nahe, der zweite wegen des Beginns bei B eine zu ferne Position liefern muss (Abbildung 24 und 25); infolgedessen wird die resultierende Bewegung natürlich zu gross. Die Wiederholung derselben Reihenfolge der Messungen hat also 1893 zu dem gleichen Fehler, wie im Jahr 1891 geführt und damit den Grund desselben auch beim Itivdliarsuk erklärt.

Der Einfluss dieses Fehlers verändert sich übrigens mit der Lage gegen die Basis, wie man aus Abbildung 29 erkennt, wo die Linien QQ und $Q'Q'$ die scheinbaren Bewegungen darstellen: $Q'Q'$ ist erheblich grösser als QQ. Der Gang der Ergebnisse in der Tabelle a stimmt damit überein, da $Q'Q'$ bezüglich der Lage zur Basis den ersten vier Punkten, QQ den letzten entsprechen würde. Da jene eine viel stärkere scheinbare Bewegung zeigen, als diese, wird auch hierdurch bestätigt, dass die ermittelten Bahnen in der angenommenen Weise beeinflusst sind und von den wirklichen abweichen.

Abbildung 29.



Veränderung der Fehlergrössen bei Positionsbestimmungen.

Da die Messungen im Juni 1893 nach Beendigung der zweiten Reihe abgebrochen werden mussten, lässt sich die wahre Bewegung des Itivdliarsuk aus denselben nicht ermitteln. Ich gebe dieselbe deshalb in der folgenden Tabelle nach den Messungen von 1891, indem ich nur die in der gleichen Reihenfolge ausgeführten Beobachtungen benutze und damit die bekannte Fehlerquelle, wie beim Grossen Karajak-Eisstrom, vermeide.

Tabelle b.

Wirkliche Bewegung des Itivdliarsuk-Eisstroms.

Datum	Position x	Position y	Bewegung in 24 Stunden
17. VII. 91	— 1601	1093	11,1
18. VII. 91	— 1611	1089	
17. VII. 91	— 1825	1468	10,5
18. VII. 91	— 1835	1465	
17. VII. 91	— 1371	1706	9,9
18. VII. 91	— 1380	1702	
17. VII. 91	— 1264	1713	9,7
18. VII. 91	— 1273	1710	
17. VII. 91	1193	3289	4,1
18. VII. 91	1190	3291?	

Die ersten beiden Punkte der Tabelle zeigen für den äussersten Rand des Eisstroms gleichmässig und sicher die Bewegung von 11 m, der dritte und vierte, welche etwas weiter oberhalb liegen, von 10 m in 24 Stunden. Den fünften Punkt von 1891 habe ich fortgelassen, weil dessen Schleife zu unregelmässig ist und die wahre Bewegung aus ihr nicht mit Sicherheit erkannt werden kann. Auch beim sechsten Punkt sind die Messungen durch Fehler beeinflusst, so dass das Ergebnis

dort wohl zu klein ist, wie der neunte Punkt in Tabelle a, welcher in demselben Gebiet des Eisstroms liegt, im Zusammenhang mit den früheren Punkten vermuten lässt. Ich habe auf der Karte 5 für diese Gegend den Wert der Tabelle a eingetragen, weil er mir dem wahren Werte näher zu liegen scheint, als der von Tabelle b, ohne seine Richtigkeit mit Sicherheit verbürgen zu können.

Immerhin scheint es, dass auch im Itivdliarsuk die Geschwindigkeit mit der Entfernung vom Meer abnimmt, wie es beim Grossen Karajak sicher der Fall ist. Der Vergleich der Punkte 1 und 2 mit den Punkten 3 und 4 in Tabelle b zeigt es bei der wahren Bewegung direkt, und die ausserordentliche Grösse der Beträge bei den Punkten 1 bis 4 gegenüber den übrigen in Tabelle a deutet auch darauf hin, weil dieser Unterschied der scheinbaren Bewegung den übersteigt, welcher nach Abbildung 29 aus der Fehlerquelle stammen muss. Auch K. J. V. Steenstrup[1] fand bei seinen Messungen am Itivdliarsuk vom Mai 1880 die Geschwindigkeit in etwas über 3000 m Entfernung vom Meer geringer als dicht am Meer im vorderen Steilrand, und auch ungefähr in demselben Verhältnis, wie es auf Karte 5 nach meinen Messungen für die gleichen Eisgebiete eingetragen ist.

Die Richtung der Bewegung im Itivdliarsuk ist die des Eisstroms, also parallel zu den Ufern. Die Abweichungen, welche der Grosse Karajak in dieser Hinsicht vielfach zeigt, rühren davon her, dass seine Ufer unter einander nicht parallel sind, wie es beim Itivdliarsuk der Fall ist, sondern Verengungen und Erweiterungen haben, deren Krümmungen die Strömung folgt. Nachdem beim Itivdliarsuk die Schleifen der Bahn auf die bestimmte Fehlerquelle zurückgeführt sind, lässt sich die wahre Bewegungsrichtung wenigstens bei den vier ersten Punkten (Tabelle b) durch Ausscheidung der Störung als parallel zu den Ufern sicher erkennen.

Das Winterstaueis des Itivdliarsuk-Fjordes reichte am 7. Juni 1893 bis zu der auf Karte 5 angegebenen Linie und kam in diesem Jahr auch nicht mehr darüber hinaus, da es in dem Föhn, welcher während meiner Messungen tobte, schon in Bewegung geriet; die vier Eisberge, welche ich vor dem Rande des Eisstroms vermaass, haben vom 7. zum 8. Juni eine Verschiebung von beziehungsweise 9, 110, 243 und 420 m in 15 Stunden gehabt. Während der Messung vom 8. Juni lagen sie freilich wieder fest, aber die Auflösung der Stauung hatte doch begonnen. Die Stauung hatte übrigens einen verhältnismässig grossen Umfang gehabt, weil sie durch die gemeinsame Thätigkeit der drei Eisströme entstanden war, welche in den Hintergrund des Itivdliarsuk-Fjordes münden; sie reichte fast bis zum gegenüberliegenden Ufer des Fjordes und war dicht und von mächtigen Eisbergen erfüllt. Der Steilrand des Eisstroms war indessen am 7. Juni schon in seiner ganzen Breite zu erkennen.

---

[1] Meddelelser om Grønland IV, S. 83.

Die Bewegung anderer Inlandeisströme.

Eine grosse Geschwindigkeit einzelner Inlandeisströme ist im Verlaufe der ganzen Westküste Grönlands nachgewiesen worden, wenn die absoluten Beträge derselben auch Verschiedenheiten zeigen, die teils auf örtliche Einflüsse, teils auf Messungsfehler zurückgeführt werden müssen. Geringe Geschwindigkeiten herrschen dagegen überall dort, wo die Eiszungen nicht in tiefes Meer hinaustreten, sondern auf den Thalböden oder in seichtem Wasser enden.

So fand G. Holm[1] die Bewegung im Kiagtut-Thal in einer Geschwindigkeit von 0,1 bis 0,2 m und im Hintergrunde des Kangerdluarsuk-Fjordes von 0,3 bis 0,5 m in 24 Stunden; beide Stellen liegen nördlich von der Kolonie Julianehaab in Süd-Grönland und gehören Zungen des Inlandeises an, von denen die erstere auf dem Lande, die letztere auf flachem Grunde im Meer endet. Eine stärkere Bewegung, nämlich Beträge von 0,48 beziehungsweise 3,43 und 3,75 m in 24 Stunden fand K. J. V. Steenstrup[2] im Tasermiut-Fjord südöstlich von Julianehaab; die erste und geringste von diesen drei Geschwindigkeiten war dem Seitenrande am nächsten, so dass man auch hier sieht, wie die Bewegung im Querschnitt vom Ufer gegen die Mitte, also mit der Mächtigkeit, wächst. Die Geschwindigkeit dieses Gebiets wird noch weit übertroffen durch jene, welche C. Moltke und A. Jessen[3] in dem westlichen Eisstrom des nördlichen Sermilik-Fjordes, auch im Julianehaabs-Distrikt, gefunden haben, wo sie Beträge von etwa 20 m in 24 Stunden maassen. Der Unterschied dieses Eisstroms gegen den des Tasermiut-Fjordes besteht darin, dass ersterer in tiefes Meer hinaustritt und mächtige Eisberge bildet, während der letztere nur kleine Eistrümmer liefert. Auch hier ist also wieder der Unterschied der Geschwindigkeit mit einem Unterschiede der Mächtigkeit verbunden.

Weitere Messungen liegen von den Eisströmen Süd-Grönlands meines Wissens nicht vor. In Nord-Grönland sind die zahlreichsten Beobachtungen am Jakobshavner Eisstrom ausgeführt worden, wo A. Helland[4] im Juli 1875 und R. Hammer[5] vom 22. März bis zum 24. April 1880 Bewegungsmessungen anstellte. Beide Beobachter fanden eine Zunahme der Geschwindigkeit von der Südseite gegen die Mitte, indem dieselbe dicht am Lande nach A. Helland kaum 0,02 m, in 400 bis 450 m Abstand schon 15 m und in 1000 m Abstand 20 m in 24 Stunden betrug. R. Hammer maass die grösste Geschwindigkeit in 875 m Entfernung vom Lande zu 12,5 m in 24 Stunden, zweifelt jedoch nicht, dass er grössere Beträge gefunden haben würde, wenn es möglich gewesen wäre, weiter nach der Mitte zu gelegene Eisspitzen zu

[1] Meddelelser om Grønland II, S. 12 und 16.
[2] Ebendaselbst, S. 24.
[3] Ebendaselbst XVI, S. 99.
[4] Om de Isfyldte Fjorde og de glaciale Dannelser i Nord-Grønland S. 20 f. (Arch. f. Math. og Naturv. 1876).
[5] Meddelelser om Grønland IV, S. 14 ff.

beobachten. In der Eisstauung, welche vor der westlichen Öffnung von Nunatap-Tasia liegt (Karte 4), fand er vollkommene Bewegungslosigkeit.

Ein Vergleich der Ergebnisse von A. Helland und R. Hammer deutet darauf hin, dass die Bewegung im Jakobshavner Eisstrom vom Meere gegen das Inlandeis abnimmt, da Hammer's Messungen, die oberhalb der von Helland lagen, eine geringere Geschwindigkeit zeigen. Der Umstand, dass ersterer im April, also im Winterzustand, letzterer im Juli, also im Sommerzustand, beobachtet hat, kann den Unterschied nicht erklären, weil nach meinen am Grossen Karajak gewonnenen Ergebnissen ein derartiger Einfluss der Jahreszeit nicht nachweisbar ist, während eine Abnahme der Geschwindigkeit stromaufwärts auch hier deutlich hervortrat.

Der Jakobshavner Eisstrom hat vorn im Meer eine ähnliche Geschwindigkeit, wie der Grosse Karajak, und gehört, wie dieser, zu den lebhaftesten und deshalb auch produktivsten Eisströmen der Westküste Grönlands. Dass dabei die Oscillationen seiner Länge im Winter bei der ungewöhnlichen Fülle der Packeisstauungen eine besondere Ausdehnung und Bedeutung gewinnen, habe ich schon an früherer Stelle erörtert.

Am Torsukatak-Eisstrom haben A. Helland[1] und K. J. V. Steenstrup[2] Bewegungsmessungen ausgeführt, ersterer im Juli 1875, letzterer im Mai 1879. Die Geschwindigkeit beträgt in den mittleren Teilen des Endes etwa 8 m in 24 Stunden und ist nach A. Helland in der Nähe des nördlichen Ufers geringer. Obgleich also dieser Eisstrom im Meer kaum die halbe Geschwindigkeit hat, wie der Grosse Karajak und der von Jakobshavn, entwickelt er doch eine grosse Produktivität, wie sowohl die Winterstauung im Hintergrunde des Fjordes beweist, welche K. J. V. Steenstrup sah, als auch die grosse Fülle der Eisberge, welche ich kurz nach einem Ausstossen des Fjordes im Juni 1891 im Vaigat traf. Die Geschwindigkeit ist ungefähr die gleiche, wie bei dem kaum 5 Kilometer breiten Itivdliarsuk, die Fülle der Eisberge aber infolge der grösseren Breite von 8 Kilometer erheblich stärker.

Die Bewegung der Eisströme in der Nordostbucht ist in dem vorigen und in diesem Kapitel schon behandelt worden; von dem nördlichen Teil derselben, dem Karrat-Fjord, liegen bis heute keine Messungen vor. Dagegen sind die Bewegungsverhältnisse von Upperniviks-Eisstrom durch Beobachtungen von C. Ryder[3] im August 1886 und im April 1887 festgestellt worden. Dieselben zeigen eine nach Ort und Jahreszeit so ungleichmässig verteilte Bewegung, wie es an keinem anderen Eisstrom beobachtet ist; auch übersteigt der gemessene Höchstbetrag von etwa 30 m in 24 Stunden, welcher nur bei einem einzelnen Punkt gefunden wurde, die sonst ermittelten Werte der Geschwindigkeit. Es scheint, nach dem Gange der Ergebnisse zu schliessen, dass dieselben durch Messungsfehler nicht unerheblich beeinflusst sind, welche in der von C. Ryder hervorgehobenen ungünstigen Lage der Basis und der grossen Entfernung der beobachteten Punkte

[1] Om de isfyldte Fjorde. S. 26 f.
[2] Meddelelser om Grønland IV, S. 89 f.
[3] Meddelelser om Grønland VIII, S. 217 ff.

ihren Grund haben werden. Immerhin kann man aus den mitgeteilten Zahlen entnehmen, dass in dem Gebiet, welches gegen die Insel Kekertarsuak stösst, die geringe Geschwindigkeit von 1 bis 3 m und weiter gegen die Mitte des Eisstroms hin, welche in tiefes Meer hinaustritt, von 6 bis 8 m, vielleicht auch mehr, in 24 Stunden herrscht. Der Wechsel der Geschwindigkeit mit der Jahreszeit, welchen Ryder's Beobachtungen zeigen, ist aber nur durch vereinzelte Zahlen begründet und dürfte bei den abnormen Werten derselben nicht sicher feststehen, zumal ein solcher bei anderen Eisströmen nicht vorkommt. Über die Oscillationen der Länge des Eisstroms und die Staueisverhältnisse habe ich schon an früherer Stelle berichtet.

Von R. E. Peary liegen Nachrichten vor über eine ausserordentliche Langsamkeit der Bewegung im Bowdoin-Gletscher auf Hayes Halbinsel nördlich von der Melville-Bai, wonach die Geschwindigkeit desselben nur den Betrag von kaum 1 m in einem Monat besitzt; indessen meint T. C. Chamberlin[1], dass die Eisströme im Hintergrunde des Fjordes eine viel schnellere Bewegung haben müssten, weil sie mächtige Eisberge bilden. Wir haben dort das Gebiet, wo die Gebirge der Ostküste allmählich mit denen der Westküste zusammentreffen und das Inlandeis sich mit den selbständigen Hochlandeisdecken der Küstenmassive zu einem Gebilde zu vereinen beginnt, wie es auch im südlichsten Grönland und im Verlaufe der ganzen Ostküste der Fall ist. Daher kommt es, dass langsam strömende Zungen und schnell bewegte Ströme unmittelbar neben einander liegen, wie die vom südlichsten Grönland mitgeteilten Messungen es ebenfalls zeigen.

Die Langsamkeit der Bewegung ist sonst die Eigentümlichkeit der Küstengletscher, welche vom Hochlandeis kommen, die Geschwindigkeit jene der Inlandeisströme. Natürlich giebt es auch zwischen Hayes Halbinsel und Julianehaabs-Distrikt ausser den isolierten Küstengletschern von Nugsuak, der Insel Disko oder anderen Stellen, die räumlich vom Inlandeise getrennt sind, langsam bewegte Zungen, welche mit dem Inlandeise zusammenhängen; aber es überwiegen in den mittleren Breiten Grönlands doch die heftig bewegten Ströme, welche in das Meer hinaustreten und Eisberge bilden. Der Grund für die Verschiedenheit der Bewegungsintensität ist in letzter Stelle immer die Mächtigkeit der Eismasse, welche einen Ausweg sucht; aber in den mittleren Teilen der Westküste ist es doch das tiefe Eingreifen des Meeres, welches die Ausgangspforten öffnet und eben den mächtigen Eislagen die Möglichkeit zum Abströmen gewährt. Daher ist das Gebiet der tiefen und langen Fjorde, die das Inlandeis anschneiden, die Heimat der schnell bewegten Eisströme, weniger die der langsam strömenden Zungen, und insbesondere ist es die Gegend der drei grossen Buchten, welche die Westküste Nord-Grönlands aufschliessen. Wo von Hochlandeis bedeckte, kompakte Gebirge an das Meer herantreten, und besonders, wo das Inlandeis selbst auf klotzigen Bergmassen liegt, finden sich neben heftig bewegten Eisströmen auch zahlreiche langsam fliessende Gletscher, wie auf Hayes Halbinsel und im südlichsten Grönland.

[1] Bull. of the Geol. Soc. of America 1895, S. 216 f.

Zwölftes Kapitel.

Hochlandeis und Küstengletscher.

Unter den Gletscherbildungen der Erde werden vielfach und auch von A. Heim[1] drei Formen unterschieden: der alpine, der norwegische und der grönländische Typus. Bei meinen Darlegungen ist dagegen nur eine Zweiteilung zum Ausdruck gelangt, das Inlandeis und die Inlandeisströme auf der einen, das Hochlandeis und die Küstengletscher auf der anderen Seite, von denen jene dem grönländischen Typus entsprechen, während diese die beiden anderen zusammen umfassen. Diese beiden Hauptgruppen unterscheiden sich durch ihr Verhältnis zum Lande, indem die erstere eine grössere Unabhängigkeit von dessen Formen besitzt, als die letztere; jene ist eine Eisüberschwemmung, welche die Landformen überstaut, diese eine Eisbedeckung oder Füllung, die sich ihnen anpasst. Der Unterschied ist in erster Linie quantitativ; er hängt jedoch mit der Entstehung des Eises zusammen und äussert sich in der Bewegung.

Bei der zweiten Gruppe, den Bildungen des Hochlandeises, lassen sich nun verschiedene Arten der Abhängigkeit von den Formen des Landes unterscheiden, welche man zur Charakteristik von Unterabteilungen verwenden könnte. Der Unterschied dieser beruht aber nicht mehr, wie der der beiden Hauptgruppen, auf dem Wesen des Eises, sondern äusserlich auf den Formen des Landes; er steht deshalb an Bedeutung nicht dem ersteren gleich. Solcher Art ist die Unterscheidung zwischen dem alpinen und dem norwegischen Typus, welche A. Heim dahin charakterisiert, dass der erstere den Kettengebirgen, der letztere den Plateaugebirgen eigentümlich ist; er drückt damit deutlich aus, dass die Gestaltung des Landes die Unterschiede dieser Gletscherformen bedingt.

[1] Handbuch der Gletscherkunde, Stuttgart 1885, S. 50 ff.

In Grönland hat das Gneissgebiet den norwegischen Typus der Gletscher; es ist ein Plateaugebirge, welches mit weiten welligen Hochflächen in die Schneeregionen hineinragt. „Die Thalbildung ist nicht so weit vorgeschritten, dass die Hochflächen zu schmalen Wasserscheiden zusammengeschwunden sind; sie sammeln über der Schneelinie weite Eisfelder an, deren Abfluss sich nach allen Richtungen gleichmässig verteilt, weil keine bestimmte Richtung bevorzugt ist. An den Rändern der Hochflächen schiebt sich die Masse vor und bricht teils in Lawinen ab, teils steigt sie in Gestalt meist sehr steiler Gletscher in die verschiedenen Stufen der Thäler hinab, welche sich zwischen die Hochflächen eingedrängt und dieselben tief zerteilt haben.“ Diese Worte Heim's charakterisieren den norwegischen Gletschertypus ebenso treffend, wie den des grönländischen Gneisslandes.

Kettengebirge fehlen in Grönland, und man hat deshalb dort mit dem alpinen Gletschertypus keine unmittelbar vergleichbaren Formen. Indessen ist die Art der Abhängigkeit von der Gestaltung des Landes im Trappgebiet derjenigen, wie sie von Kettengebirgen geschildert wird, ähnlich, so dass man die Gletscher des Trapplandes dem alpinen Typus zurechnen kann. Denn auch dieses ragt nur mit kühnen Gipfeln und Graten in die Schneeregionen hinein und ist durch weitverzweigte Thäler reich durchteilt, so dass sich der ewige Schnee nur noch in einzelnen Scharten und Nischen ansammeln kann, deren bestimmt gerichtete Abflüsse sich zu thalwärts strömenden Gletschern vereinen. Da man in den stufenförmig abfallenden Gipfeln und Graten noch die Entstehung aus früher zusammenhängenden weiten Lagen erkennt, bietet das Land selbst nicht den Eindruck eines bestimmt geordneten Kettengebirges; aber die Auflösung ist so weit vorgeschritten, dass die Formen der Gletscher den in einem Kettengebirge, wie den Alpen, vorhandenen Formen gleichen.

Über die Verteilung der Gletscherbildungen Grönlands in den beiden Küstensäumen, die das Inlandeis umgeben, habe ich schon bei der allgemeinen Übersicht ausführlicher berichtet. Dieselben sind in dem südlichen Teil der Westküste vom Frederikshaabs-Distrikt an selten, weil das Land dort nur geringe Höhen besitzt. Der hohe mittlere Teil, also die Gegend der Disko-Bucht und der Nordost-Bucht, ist dagegen überreich an ihnen; von Disko bis zum Karrat-Fjord ist das Hochlandeis dabei vom Inlandeis durch eine eisfreie Zone getrennt, während im Karrat-Fjord die beiden Bildungen ineinander übergehen und sich nur durch die verschiedene Höhenlage und die Mächtigkeit von einander unterscheiden. In Uperniviks-Land ist die Entwickelung des Hochlandeises durch die geringe Höhe und die grosse Auflösung des Landes wieder beschränkt, und in der Melville-Bai tritt sie vollkommen hinter den Bildungen des Inlandeises zurück. Im nördlichsten Grönland, im Verlaufe der ganzen Ostküste und im südlichsten Teil liegt das Inlandeis selbst in einem Hochland und ist infolgedessen von dem eigenen Eise desselben nicht zu unterscheiden, während es an der Westküste in ein seinem Ursprung fremdes Gebirgsland hineintritt und sich nur äusserlich mit dem Eise, das in diesem entsteht, an verschiedenen Stellen vereinigt.

Das gletscherreichste Gebiet der Westküste ist der Umanak-Fjord und besonders die Halbinsel Nugsuak, die ihn im Süden begrenzt; dieselbe ragt in grosser Ausdehnung über die Schneegrenze empor, während die nördliche Begrenzung des Fjordes in eine Reihe von Halbinseln und Inseln zerfällt, welche, wie Agpat und Upernivik Ø im Verhältnis zu ihrer Grösse auch sehr reichliche, aber im Vergleich mit Nugsuak doch beschränktere Bildungen von Hochlandeis tragen. Auf der Halbinsel Nugsuak ist es namentlich der lange Felsklotz nördlich der Seenfurche, welcher die grösste Gletscherfülle enthält, und auf diesem wieder das Gebiet von Ekaluit bis Niakornat (Karte 1), weil sowohl die Höhen östlich davon geringer werden und am Inlandeise unter die Schneegrenze herabgehen, als auch gegen Westen hin sich mit sanften Neigungen zum Meer senken.

Allein an der Nordseite dieses etwa 100 Kilometer langen Küstenstreifens steigen nicht weniger als 23 Gletscher zur Tiefe hinab.

Die beiden östlichsten davon liegen an der linken Thalwand von Ekaluit. Sie entstehen in Eintiefungen der steilen Felswand unterhalb der Kante, in welcher die Hochfläche an den Absturz zum Fjord grenzt, und haben mit dem Eise des Plateaus keine Verbindung. Sie enden, bevor sie das Thal von Ekaluit erreicht haben, und sind als Gehängegletscher zu bezeichnen.

Westlich von Ekaluit folgen an der Fjordwand zunächst drei Gletscher, die das Meer ebenfalls nicht erreichen. Der erste strömt vom Hochlandeise her, soweit ich das aus der Ferne sehen konnte, mit mässiger Neigung in einem Fjeldthal, das halbquer zum Fjord verläuft, und endet auf dem Boden dieses Thals in beträchtlicher Höhe über dem Meer. Die anderen beiden sind nur Gehängegletscher an der steilen Südwand des Fjordes und haben keine erhebliche Grösse.

Nun folgen fünf von den grössten Gletschern der Halbinsel, nämlich der Sarkak, der Kleine und der Grosse Umiartorfik, der Asakak und der Sermiarsut, welche alle aus einer Reihe von kleineren Gletschern, die vom Hochlandeis an steilen Felswänden herabdringen, entstehen, sich am Boden der breiten und tiefen Thaltröge vereinen und erst im oder dicht am Meer ihr Ende erreichen. An der linken Thalwand des grossen Umiartorfik kommt noch ein steiler Gehängegletscher etwa die halbe Höhe der Felswand hinunter und endet in zwei spitzen Zungen, bevor er das Thal erreicht hat; wegen der in zwei Lappen geteilten Form seiner Zunge wird er von den Grönländern mit einer Frauenbrust verglichen und Iviangiusat benannt.

Westlich von Sermiarsut bis Kome ist die Küste in einer Länge von etwa 8 Kilometer frei von mächtigen Thalgletschern; nur an einer Stelle liegt in einem Fjeldthal eine kurze Zunge des Hochlandeises, welche aber schon in grosser Höhe endet. Erst mit dem Thal von Kome beginnt eine neue Folge mächtiger Gletscher, welche nun einen anderen Charakter haben, als die früheren. Es sind im ganzen elf, nämlich der Gletscher von Kome, der Sarfartik, einer bei Kaersok, drei bei Ujarartorsuak und dann bis in die Gegend von Niakornat hin noch fünf, soweit ich deren Zahl bei der Fahrt auf dem Umanak-Fjord vom Schiff aus feststellen

konnte. Keiner von diesen elf Gletschern kommt bis zum Meer hinab; sie enden vielmehr, je weiter nach Westen, in desto grösserem Abstand und grösserer Höhe über dem Meer. In der gleichen Richtung nimmt ihre Schuttführung zu, so dass die fünf letzten fast vollkommen damit bedeckt und aus der Ferne schwer als Gletscher zu erkennen sind. Aus diesem Grunde ist es möglich, dass mir bei der Betrachtung dieser Küstenstrecke vom Schiffe aus ein oder der andere Gletscher entgangen ist, der ausserdem noch vorhanden war.

Wenn wir bedenken, dass ausser diesen 23 Gletschern der Nordseite von dem Felsklotz auch einige nach Süden zur Seenfurche hinabgehen, so wird es berechtigt erscheinen, diesen Teil von Nugsuak als eins der gletscherreichsten Gebiete der Erde zu bezeichnen.

Betrachten wir die Entwickelung der 23 Gletscher, so zeigt sich, dass ihre Grösse einmal von der Höhe der umgebenden Felsen und ferner von den Formen derselben abhängt. Die grösste Höhe von Nugsuak liegt in der Gegend von Kome, wo die Felsen mit weiten Flächen bis über 1600 m und mit einzelnen Spitzen noch bis über 2000 m emporragen. Östlich davon beträgt die Erhebung bis zu den Umiartorfik-Gletschern noch 1200 m und mehr, und westlich bis zu den Ujarartorsuak-Gletschern etwa ebensoviel; erst jenseits dieser Gebiete werden die Höhen nach beiden Richtungen geringer. Dementsprechend hat das Gletscherphänomen in dem mittleren und höchsten Gebiete von Umiartorfik bis Ujarartorsuak seine stärkste Entfaltung und nimmt dann nach beiden Seiten bis Ekaluit, beziehungsweise Niakornat, ab, um jenseits dieser Gebiete ganz zu verschwinden.

Indessen ist die grösste Entwickelung der Gletscher nicht allein dort, wo die grössten Höhen sind, also in der Gegend von Kome, sondern auch noch östlich davon; schon von Kome an erreichen die Gletscher das Ufer nicht mehr und werden gegen Westen immer weiter eingeschränkt, während die beiden Umiartorfik, der Asakak und der Sermiarsut östlich davon erst im oder dicht am Meer enden.

Der Grund hierfür liegt in den Formen des Landes, welche östlich von Kome den norwegischen, westlich den alpinen Typus der Gletscher erzeugen. In letzterem tritt das Eis mit dem Lande in reichere Berührung, weil schon das Nährgebiet in einzelne Scharten und Mulden zerfällt und die Abflussrichtung bestimmt ist, während die Gletscher im Gneissland östlich von Kome weniger in, als auf den Landformen strömen. Sie können dort von allen Seiten Schutt aufnehmen und mit dem Eise vermengen, hier dagegen nur vom Untergrunde erhalten. Durch die Schuttmengen werden die Gletscher des Trapplandes in ihrer Bewegung gehemmt und deshalb früher zerstört, als die des Gneisslandes, welche den Schutt überquellen. So bewirken die Formen und der Charakter des Landes eine Beschränkung des Gletscherphänomens vom Gneissgebiet zum Trapp, also von Osten nach Westen, während die Höhenverhältnisse zu einer Einschränkung noch keine Veranlassung geben und die Steigerung der Niederschläge in der gleichen Richtung sogar auf den entgegengesetzten Erfolg hinarbeitet.

Die Höhe der Schneegrenze, über welcher sich das Hochlandeis bildet und erhält, habe ich auf der Schneekuppe, einem runden Gneissfelsen zwischen den mittleren Teilen der Thäler von Kome und Sarfarfik, feststellen können. Hier lehnen sich die Schiefer- und Sandsteinschichten noch an Gneissfelsen an, die östlich von Kome bis an das Meer heranreichen, aber nun zurückzutreten beginnen, während die sedimentären Gehänge westlich von Sarfarfik zu Trappgipfeln emporführen.

Der Gipfel der Schneekuppe liegt dicht am Thale von Kome und stürzt zu diesem in einer imposanten Steilwand ab, während er sich zum Sarfarfik-Thal mit geringer Neigung senkt (Karte 8). Wenn man ihn vom Fjord über den sedimentären Abhang ersteigen will, thut man es am besten auf dem längeren Wege von der Mündung des Sarfarfik, weil der Weg längst des Kome-Thals bei der geringen Entfernung, in der man die grösste Höhe erreicht, viel steiler ist, und man hier ausserdem drei Nebenthäler des Kome-Thals zu durchklettern hat. Die Kuppe setzt zum Fjord, wie zum Sarfarfik-Thal in Stufen hinab, welche in der ersteren Richtung dicht gedrängt sind, wie eine Riesentreppe, während sie sich in der letzteren in weiteren Abständen folgen. Überall ist der Abhang von mächtigen Quadern bedeckt. Gegen Süden zum Innern der Halbinsel fällt die Kuppe zu der Eisscharte ab, von welcher man auf der anderen Seite allmählich zu einem noch höheren, eisumhüllten Gipfel, dem Südmassiv, emporsteigt.

Der Nord- und der Westhang der Schneekuppe (1620 m) ist von einem weiten Eismantel umkleidet, während die steilen Abfälle zum Kome-Thal und zu der Eisscharte eisfrei sind. Der nördliche Eishang bricht an langen Spalten auf den dicht sich folgenden Stufen hinunter; der westliche dagegen senkt sich in spaltenfreier mässiger Neigung, um erst in 1160 m Höhe zu enden. Der Gipfel ist an den Kanten, von denen die Steilabstürze zum Kome-Thal und zur Eisscharte beginnen, eisfrei und in kleine, scharfkantige Trümmer zersprungen. Ich erkläre mir ersteres dadurch, dass die Abstürze, die dort beginnen, zu steil sind, um eine Eishülle zu tragen, und dass die Wärmestrahlung ihrer oberen Kanten zunächst das Eis der Umgebung auch auf dem Gipfel vernichtet hat; der Schmelzprozess hat dann über den unmittelbaren Wirkungsbereich der Felskanten hinausgegriffen. Es ist möglich, dass die Eishülle des Gipfels so allmählich zerstört wird; da der gegen das Innere der Halbinsel gekehrte Absturz zur Eisscharte eine südliche Exposition hat, musste von ihm eine besonders wirksame Zerstörung des Eises auf dem Gipfel daneben ausgehen.

Unterhalb der zusammenhängenden Eiskuppe des Gipfels folgen auf dem sanften Nordwesthange noch drei kleinere Schneefelder, wie es ähnlich auch bei anderen Gipfeln der Nordseite von Nugsuak der Fall ist. Die unteren Ränder derselben hatten auf der Schneekuppe die Höhen von 1100, 1025 und 860 m. Dieselben waren vollkommen hart und vereist. Spärliche Wasserrinnsale rieselten am 25. August 1892 auf ihrer Oberfläche und auch in einigen scharf darin eingeschnittenen Rinnen, an deren Wänden man sah, dass das Eis in den unteren Lagen mit Lehm durchmengt war.

Zur Zeit meines Besuches am 25. August 1892 war in diesen Höhen schon Neuschnee gefallen, wie es Dr. Vanhöffen auf Agpat Ø am 18. August auch direkt gesehen hat. Derselbe war auf der Schneekuppe indessen wieder vollständig verschwunden, und es unterliegt keinem Zweifel, dass die Schneefelder alt waren und dass das unterste derselben deshalb die untere Grenze bezeichnet, von der an sich der Schnee den ganzen Sommer hindurch erhält; denn ein weiterer Rückzug war auch nicht mehr zu erwarten, weil Anfang September, also bald darauf, die Schneefälle schon häufiger bis zum Meeresspiegel herabgehen. Hiernach liegt die Schneegrenze auf der Nordseite von Nugsuak, also bei 860 m Höhe.

Es ist übrigens bemerkenswert, dass die Schneefelder hier auch im Winter keine erheblich grössere Ausdehnung erlangen, wie man aus den geringen Dimensionen von sumpfigen, kahlen, vegetationsleeren Streifen erkannte, welche die unteren Ränder der Felder begleiteten und offenbar die Gebiete bezeichneten, in denen sich der Schnee noch den grössten Teil des Jahres hindurch erhält. Da Vegetation sonst zwischen den Schneefeldern und selbst auf der freien Höhe der Kuppe vorhanden ist, heben sich diese Streifen scharf von den umgebenden Gebieten des Hanges ab. Ihre geringe Breite von etwa 10 m zeigt, dass die Schneefelder auch in den übrigen Teilen des Jahres nicht viel grösser sind, als am Ende des Sommers.

Über die Bedingungen, von denen die Höhe der Schneegrenze abhängt, können die folgenden Temperaturen einige Aufklärung bringen, die ich während des Auf- und des Abstieges am Nordhang der Schneekuppe gemessen habe:

Temperaturen am Nordhang der Schneekuppe.
25. August 1892.

Ort	Meereshöhe	Zeit	Temperatur
Zeltplatz am Strande	5 m	10 h 12' *a.*	+ 7,5° C.
Abhang	522	2 h 30' *p.*	+ 4,6
—	813	3 h 0'	+ 1,5
Erstes Schneefeld (unterer Rand)	860	3 h 34'	+ 0,9
Zweites Schneefeld (unterer Rand)	1025	4 h 40'	− 0,2
— (oberer Rand)	1090	5 h 4'	+ 0,1
Drittes Schneefeld (oberer Rand)	1135	5 h 22'	− 0,2
Eiskuppe des Gipfels (unterer Rand)	1160	5 h 35'	− 1,0
Eisfreier Gipfel	1630	7 h 0'	− 3,4
—	—	7 h 35'	− 3,4
— am Boden	—	—	− 4,6
Eiskuppe des Gipfels (unterer Rand)	1160	8 h 30'	− 1,4
Zeltplatz am Strande	5	10 h 34'	+ 4,5

Aus dieser Tabelle geht hervor, dass die Temperatur in den Nachmittagsstunden des 25. August 1892 recht gleichmässig war, da an dem unteren Rande der Eiskuppe des Gipfels von 5 h 35' bis 8 h 30' nachmittags keine merkliche

Erniedrigung stattfand. In der Station auf dem Karajak-Nunatak stieg die Temperatur nach den Beobachtungen Dr. Stade's von +8,4° um 2 h p. in den ersten Nachmittagsstunden auf +10,2°, um dann bis 8 h p. auf +3,1° zu sinken. Diese Schwankungen sind durch die Lage der Station in der Nähe des Inlandeisrandes und in der geringen Meereshöhe von 28 m zu erklären, zumal an einem Tage, wie der 25. August 1892, wo ein heftiger Südostwind herrschte, welcher im Hintergrunde des Fjordes im Meeresniveau stets stärkere Temperaturschwankungen hervorruft, als in den äusseren Teilen. In der Höhe der Schneefelder auf der Schneekuppe (900 bis 1100 m), welche dazu den äusseren Teilen des Umanak-Fjordes angehört, sind Temperaturunterschiede, wie sie auf der Station beobachtet sind, nicht mehr zu erwarten, wie denn auch die wiederholte Beobachtung an demselben Punkt des Abhangs zu verschiedenen Zeiten einen nur geringen Temperaturgang zeigt.

Aus diesen Gründen kann die Null-Isotherme der ersten Nachmittagsstunden des 25. August 1892 wohl etwas höher gelegen haben, als es die Tabelle angiebt; aber viel war es zweifellos nicht, und es ist fraglich, ob sie zur Stunde ihrer höchsten Lage den unteren Rand der Eiskuppe des Gipfels, also 1160 m Meereshöhe, erreicht hat. In der Tabelle liegt sie zwischen 900 und 1100 m, also in der Zone der vereinzelten Schneefelder des Abhangs. Da nun der 25. August 1892 ein klarer Tag war, welcher kräftigen Sonnenschein hatte und zu den wärmsten Sommertagen gehörte, die ich in Grönland erlebt habe, so halte ich es für wahrscheinlich, dass die Null-Isotherme selten höher heraufrückt, als es die obigen Messungen zeigen. Es kann an einzelnen Tagen des Juli vorkommen, aber häufig ist es jedenfalls nicht, und ebensowenig dürfte es sich dabei um grosse Beträge handeln. Man kann also annehmen, dass am Abhange der Schneekuppe die Null-Isotherme auch an den wärmsten Tagen in der Höhe der vereinzelten Schneefelder liegt.

Es ist nun von Interesse, hieraus zu entnehmen, dass **die Schneegrenze, welche in der Höhe des unteren Randes der Schneefelder liegt, annähernd mit der Null-Isotherme des wärmsten Tages zusammenfällt.** Die mittlere Jahrestemperatur im Meeresspiegel in jener Gegend ist — 6,7 Grad C. Die Jahres-Null-Isotherme würde demnach, wenn wir theoretisch ihre Höhenlage aus der Art der Temperatur-Zunahme von der Höhe zur Tiefe betrachten wollen, weit unter dem Meeresspiegel liegen. Dieser Umstand erklärt die Erhaltung vereinzelter Schneeflecken an geschützten Stellen das ganze Jahr hindurch. An freien Stellen, wo die Sonnenstrahlen ihre Kraft entfalten können, wird der Schnee dagegen bis zu solchen Höhen vollkommen zerstört, wo die Temperatur der Luft auch an den wärmsten Tagen nicht mehr über den Gefrierpunkt gebracht werden kann. Diese Thatsache wirft ein Licht auf die Bedingungen, von denen die Schneegrenze abhängt, und vor allem auch auf die starke Wirkung des kurzen arktischen Sommers.

Ich habe im neunten Kapitel ausgeführt, dass das Inlandeis die Schneegrenze nicht wesentlich verschiebt; von den Küstengletschern ist das gleiche zu bemerken. Dieselben waren Ende August in den Thaltrögen bis zu den oberen Teilen, also



Die Küstengletscher von Asakak und Sermiarsut.

Aufgenommen und gezeichnet von Dr. Erich von Drygalski 1892/93.

Höhen in Metern. Maasstab 1:50000.

Kilometer.

Spalten ——— Blaubänder ····· Moränen.

Die roten Pfeile geben die Bewegungsrichtung, die roten Zahlen daneben die Geschwindigkeit in 24 Stunden in Metern

bis zu Höhen von 800 bis 900 m, vollkommen frei von altem Schnee, wie die Berge daneben, woraus auch hervorgeht, dass die Schneefälle, welche auf die Thalgletscher fallen, nicht wesentlich zur Ernährung derselben beitragen, und dass das gesamte Nährmaterial dem Hochlandeise entstammt. Bei den Gletschern des Gneisslandes, wo der Höhenunterschied zwischen den Flächen des Hochlandeises und den Thaltrögen bedeutend und der Übergang steil und unvermittelt ist, ist die Scheide zwischen Nähr- und Abflussgebiet scharf, während sie bei den gleichmässigen Gehängen des Trapplandes in weiteren Grenzen schwankt. Die Höhe dieser Scheide, also die Schneegrenze, liegt aber auf den Gletschern nicht merklich anders, wie auf den eisfreien Felshängen, die sie umgeben. —

Ich gehe nun dazu über, einige von den erwähnten Küstengletschern der Halbinsel Nugsuak im einzelnen zu beschreiben, und wähle dazu zwei Gletscher des Gneisslandes, zwei des Übergangsgebiets zwischen Gneiss und Trapp und einen des Trapplandes.

Asakak, Sermiarsut.

Der Asakak- und der Sermiarsut-Gletscher (Karte 7) gehören dem Gneissland an, wenn auch der erstere sich in den Teilen der Halbinsel sammelt, wo der Gneiss von den östlichen Ausläufern der Trapplagen überdeckt wird, und der letztere wenigstens im Nährgebiet mit Trapp in Berührung gekommen sein muss, wie die Beimengung von basaltischem Material in seinen Moränen erkennen lässt.

Östlich von dem Wohnplatz Sermiarsut treten die hohen und steilen Gneisswände des Fjordes etwa 600 m vom Ufer zurück und geben einer flachen Strandbildung Raum, welche aus Moränen und aus groben Geröllen besteht (Karte 7). Auf diese Verebnung treten die breiten Zungen der beiden Gletscher hinaus. Der hohe Felszug, welcher sie in dem längsten Teile ihres Laufes getrennt hat, setzt sich in niedrigen, runden Hügeln anstehenden Gesteins, die hier und dort aus dem Schutt der Verebnung auftauchen, bis zum Meer fort; doch bilden dieselben nur eine unbedeutende Scheide für die beiden Gletscherzungen, welche kaum 500 m von einander entfernt liegen. Die Annäherung wäre noch stärker, wenn nicht der Sermiarsut eine mächtige, rechte Seitenmoräne aufgebaut hätte, welche heute seine Zunge nach links ablenkt und so ihrerseits dort die Trennung übernimmt, wo eine solche in den anstehenden Felsformen fehlt (Abbildung 30).

Wenn man vom Meer die beiden Gletscher hinaufblickt, sieht man sie zunächst divergieren; doch der Sermiarsut krümmt sich im oberen Laufe auf den geradlinig strömenden Asakak zu, so dass die Anfänge wieder nahe beieinander liegen. Der Felsrücken, welcher sie trennt, hat gegen das Meer hin nicht die Höhe der Felswände an den äusseren Seiten der Gletscher, also der rechten des Asakak und der linken des Sermiarsut; immerhin ist er über 1000 m hoch und trägt fast bis zu seinem Nordabhange zum Fjord eine Hochlandeiskuppe, welche nach beiden Seiten Gletscherzungen entsendet. Seine Neigung zum Asakak

ist bis zu der zweiten Thalscharte, von unten gerechnet, mässig, zum Sermiarsut dagegen sehr steil. Von jenem kann er nicht allein in den ersten beiden Thalscharten, sondern bis zu der zweiten Thalscharte aufwärts auch auf dem Abhange selbst erstiegen werden, während dies vom Sermiarsut aus sowohl in den steilen Doppeltrichterthälern (Tafel 7), welche dieser Wand eigentümlich sind, als auch an der Wand selbst sehr schwierig wäre. Da seine grössten Höhen bei diesen Neigungsverhältnissen an der Seite des Sermiarsut liegen, gehen auch die meisten



Abbildung 30.



Die Riesenmoräne (rechte Seitenmoräne) des Sermiarsut-Gletschers.

Abflüsse des Hochlandeises nach dieser Seite hin, indem nicht weniger als drei starke Gletscher und dazu in den Doppeltrichterthälern sechs enge, schuttbeladene Eisstreifen den Sermiarsut erreichen, während zum Asakak nur zwei kurze Eiszungen in die beiden mittleren Thalscharten herabbiegen, ohne bis zur Tiefe des Hauptthals zu kommen.

Die Aussenwände der beiden Gletscher, also die rechte des Asakak und die linke des Sermiarsut, sind hoch und ausserordentlich steil. Die erstere ragt im mittleren Teile des Thalgletschers 600 m über dessen Oberfläche senkrecht empor, die letztere etwa 650 m, indem sie Meereshöhen von 1230 m, beziehungsweise 1200 m besitzen, während die Gletscheroberflächen dort nur 625 m,

beziehungsweise 550 m hoch gelegen sind. Diese Zahlen zeigen den grossen Höhenunterschied zwischen der Lage des Hochlandeises im ganzen Umkreis der Thäler und der Lage der Gletscher an deren Böden; da nicht mässige Abhänge, sondern schroffe und wenig geschartete Felswände zu solchen Höhen emporführen, steigen die Seitengletscher in sehr steilen Fällen zu den Thälern hinab.

Der Hintergrund der beiden Gletscher ist verschieden gestaltet. Beim Sermiarsut (Tafel 36) ist das trogförmige Thal hinten ohne Verbreiterung durch eine schroffe Querwand verschlossen, deren Höhe die der Seitenwände erreicht; beim Asakak (Tafel 37) findet im Hintergrunde eine Erweiterung des Thals statt, in welcher mässiger geneigte Scharten zwischen vorspringenden Felsengraten in allen Richtungen zu der Höhe hinanführen. Dieser Unterschied rührt von dem Wechsel des Gesteins her, indem beim Sermiarsut der hintere Abschluss des Thals auch aus Gneiss besteht, während beim Asakak wenigstens die Höhen des Hintergrundes von Trapplagen bedeckt werden, welche in Stufen zu dem Hauptthal und zu den Scharten, die dazu von den Seiten herabführen, absetzen.

Diese Verhältnisse beeinflussen die Ernährung der Gletscher im Hintergrunde der Thäler, wo das Hochlandeis die Höhen im ganzen Umkreis und in mächtigen Lagen bedeckt. Dasselbe steigt zum Sermiarsut (Tafel 36) rechts von der hinteren Querwand in einem breiten und sehr steilen Strom, der durch einen vorspringenden Felsen in der Mitte für eine kurze Strecke geteilt wird, etwa 300 m hinab, zieht westlich davon auf der Höhe der Querwand in einem scharfen Abbruch fort, an dem man die Dicke der Auflagerung aufgeschlossen sieht, und dringt zu ihrer linken in einem zweiten Gletscher zur Tiefe. Diese beiden Nährarme vereinigen sich auf dem obersten Boden des Hauptthals und füllen ihn so mächtig an, dass die Eismassen sich in kurzem Abstand von der hinteren Querwand gegeneinander stauen, und dass ihre Oberfläche in breiter Wölbung emporschwillt.

Beim Asakak ist das Niederströmen des Hochlandeises im Hintergrunde noch reichlicher und allgemeiner (Tafel 37), da dieses sich nicht in umgrenzten Strömen, sondern in weiten Abhängen von allen Seiten von der Plateauhöhe zum Boden des Thals herabsenkt; nur hin und wieder unterbricht ein vortretender Grat oder eine kurze Felskante, über der ein senkrechter Abbruch die Mächtigkeit der Eislage sehen lässt, die Abdachung von der Höhe. Der Hintergrund des Thals ist trotz seiner Weite auch hier so reichlich erfüllt, dass dort, wo die Felswände näher zusammentreten, um das Thal zu begleiten, eine Stauung eintritt.

Ausser dieser reichen Ernährung im Hintergrunde erhalten beide Gletscher eine starke Zufuhr von Material während ihres Laufes von der Seite. Bei beiden erfolgt dieselbe fast ausschliesslich von rechts, was für die Entwickelung der Gletscher und ihrer Moränen wesentlich ist. Der Sermiarsut hat von rechts drei kräftige Nebengletscher und sechs jener Eisstreifen, welche die Doppeltrichterthäler der Thalwand erfüllen, während er von links nur den einen schon erwähnten Gletscher aufnimmt, der noch dem Hintergrunde angehört. Es bestehen freilich in seiner linken Thalwand sieben enge Einschartungen, durch welche im Sommer

Wasserfäden herniederrieseln, die vom Hochlandeis kommen und am Boden des Thals neben dem Gletscher Schuttkegel gebildet haben; aber das Eis selbst biegt nur in einem derselben seinen Rand ein wenig hinab und strömt in keinem sichtlich bis zur Tiefe des Hauptthals. Der Asakak empfängt auch drei kräftige Nebengletscher von rechts und zwischen den beiden oberen zwei dünne Eisstreifen, die in unerheblichen Einschartungen der Felswand liegen, während in die breiteren Thalscharten der linken Felswand das Hochlandeis nur in kurzen Zungen hinabbiegt. Der Schutt, welcher von diesen ausgeht, ist aber so mächtig, dass er sich im Hauptthal deltaförmig ausbreitet und die Seitenmoräne des Asakak überkleidet, wie es auch zwei Halden thun, welche sich unterhalb der untersten Thalscharte direkt von der Seitenwand losgelöst haben. Das Material der Halden ist durch seine scharfen Kanten und Ecken, sowie durch seine ausschliesslich aus Gneiss bestehende Zusammensetzung leicht von dem Material der Seitenmoränen zu unterscheiden, welche viel basaltisches Material enthalten.

Da sämtliche Seitengletscher im Gneiss liegen, gleicht ihr Charakter dem, welchen ich von den beiden Hauptnährgletschern im Hintergrunde des Sermiarsut schon geschildert habe.

Der zweite des Sermiarsut besteht aus drei Armen, welche in starker Neigung vom Plateau heruntersteigen und dann nach kurzem gemeinsamen Strom den Hauptgletscher erreichen. Zwischen ihnen endigt das Hochlandeis senkrecht durchschnitten über scharfen Felskanten; es biegt von der Höhe nach den Seiten aus, um durch die mässiger geneigten Scharten, in welchen die drei Arme liegen, hinabzuströmen, anstatt über die steilen Felswände herunterzubrechen. Dem am meisten rechts gelegenen Arm hatte offenbar längere Zeit die Ernährung gefehlt; seine Oberfläche war zusammengesunken und hatte durch die dabei entstandene Verdichtung des Schutts ein schwarzes Aussehen erlangt. Jetzt strömte auf der schwarzen Oberfläche eine neue Eiszunge von weisser Farbe, die offenbar einen erneuten Vorstoss des Hochlandeises an dieser Stelle bedeutete. Während des Abstiegs der Arme sind Spalten in der Querrichtung gerissen. Nach der Vereinigung in der Tiefe werden dieselben geschlossen und erscheinen als schmutzige Bänder.

Das Thal der vereinigten Arme geht rechtwinklig auf das Hauptthal zu; das Eis aber biegt schon vorher nach der rechten Seite ab und krümmt sich um die rechte Ecke seines Thalendes allmählich zu der Richtung des Hauptgletschers herum. Der Einfluss dieses reicht also in das Nebenthal zurück und lenkt die Stromrichtung vorzeitig ab. Dadurch entsteht an der linken Seite der vereinigten Nebengletscher zwischen diesen und dem Sermiarsut eine tiefe Einsenkung, in der sich ein kräftiger Bach sammelt. Die Spalten, welche beim Beginn der Ablenkung zum Hauptthal an der äusseren Krümmung des Nebengletschers senkrecht zu dieser streichen, sind weiter unterhalb zu Schmutzbändern geschlossen und reihen sich in das System von Schmutzbändern ein, welches von den ursprünglichen Querspalten der einzelnen Arme herrührt.



E. v. Drygalski phot.

Das Nährgebiet des Sermiarsut-Gletschers.

4. August 1893.

Der dritte rechte Seitengletscher des Sermiarsut kommt in einer geringen Einschartung der steilen, etwa 500 m hohen Felswand vom Hochlandeise herab. Er ist, wie der zweite, in seinem Strom nach rechts abgelenkt, noch ehe er das Hauptthal erreicht. Wie bei jenem entsteht dabei eine Senke zwischen der linken Seite des Nebengletschers und dem Sermiarsut; wie dort reissen auch Spalten in der Radialrichtung der Krümmung auf, wo die Ablenkung beginnt. Die Mächtigkeit dieses Gletschers ist nicht bedeutend. Er besitzt schon bei der Ablenkung zum Hauptthal eine ausgezeichnete Schichtung.

Die Eisstreifen der sechs Doppeltrichterthäler, welche dem Sermiarsut weiteres Nährmaterial von der rechten Seite zuführen, haben den Charakter, welcher auf Tafel 7 zur Darstellung gelangt ist; nur einer von ihnen liegt zwischen dem zweiten und dritten Seitengletscher, die anderen fünf unterhalb des dritten (Karte 7). Ihr mittlerer Teil verschwindet fast völlig unter dem Schutt; erst die untere Ausbreitung lässt das Eis wieder erkennen. Auch sie zeigen eine Ablenkung ihres Strömens durch den Hauptgletscher, und zwar scheint die passive Bewegung, welche sie durch diesen empfangen, zu überwiegen, da die Vereinigung mit dem Hauptgletscher die Spalten erweitert und auseinanderzieht, anstatt sie zu Schmutzbändern zu schliessen, wie es bei dem zweiten Seitengletscher der Fall ist, der mit eigner Bewegung dem Sermiarsut zuströmt und sich an ihm staut. Wenn bei dem letzteren die Bewegung, welche er vom Hauptgletscher erhält, geringer ist, als es die Eigenbewegung war, und bei den ersteren grösser, so würde das den Verschluss der früheren Spalten bei jenem und die Öffnung bei diesen erklären.

Von den drei rechten Nebengletschern des Asakak habe ich den obersten nicht übersehen können. Bemerkenswert ist nur, dass an seiner linken Wand kurz vor deren Ende am Hauptthal das Hochlandeis mit breiten Brüchen herabrutscht, ohne einen bestimmten Strom zu bilden; Tafel 37 zeigt diesen Eisbruch. Die gleichen Verhältnisse scheinen, soweit ich das aus der Ferne erkennen konnte, in der Mitte des Thalhintergrundes vorzuliegen. Ich meine, dass eine derartige plötzliche und ungleichmässige Zufuhr von Masse, wie sie durch diese Eisbrüche an den mässig geneigten Thalwänden hinab stattfindet, die grossen Oscillationen erklären kann, welche der Asakak gehabt hat. Es sind Eisstürze, die nicht in einem Fall, sondern ruckweise an den Wänden herniedergehen, die aber die Masse des Hauptgletschers dann mit einem Mal erheblich vermehren.

Der zweite Seitengletscher des Asakak besteht aus zwei Armen, die in Einschartungen an den Seiten einer steilen Felswand herabkommen und sich unten noch zu kurzem gemeinsamen Strome vereinen, ehe sie den Hauptgletscher erreichen. Die Felswand selbst ist von einer dicken Lage von Hochlandeis, die an der vorderen Kante steil abbricht, bedeckt.

Der dritte Seitengletscher des Asakak ist die steilste Gletscherbildung, die ich gesehen habe. Er scheint förmlich in einer nur unerheblichen Scharte der fast senkrechten Felswand an einem Felsvorsprung, der ihn auf der Höhe in der Mitte teilt, zu hängen. Indessen hat das Eis auch hier ein deutliches Strömen, wie man

an den Furchen erkennt, welche die durchragende Felsspitze in dem Eise zurücklässt. Auch biegt der Gletscher unten im Thal rechtwinklig um und strömt eine kurze Strecke neben dem Asakak und etwas über dessen Oberfläche an der rechten Thalwand einher, ehe er sich mit ihm vereinigt.

Die Entwickelung der Hauptgletscher steht mit diesen Ernährungsverhältnissen in deutlichem Zusammenhang.

Der Sermiarsut fällt von der obersten Stauung, welche durch die Vereinigung der beiden hintersten Nährarme entsteht und sich mit mässiger Neigung bis etwa 800 m senkt, anfangs schnell, dann, hinter einer kurzen Abflachung in 720 m Höhe bei dem Hinzutritt des zweiten Seitengletschers, langsamer zu einem Boden herab, auf welchem sich der dritte Seitengletscher mit ihm vereinigt. Die Oberfläche des Hauptgletschers hat hier die Höhe von 550 m. Unterhalb der Vereinigung beginnt wieder eine starke Neigung, welche nur beim Austritt aus dem Thal in 260 m Höhe eine kurze Unterbrechung erfährt und dann in sehr steiler Wölbung zum Meer herabführt (Abbildung 2, Seite 38).

Die Länge des Gletschers ist 6 km, seine Breite im Thal 600 m. Da die Höhe seines obersten Staubodens fast 900 m beträgt, hat der Sermiarsut einen mittleren Fall von 15 m auf 100 m. Da aber dieser Fall von zwei grösseren und zwei kleineren Abflachungen unterbrochen wird, ist die Neigung stellenweise und besonders in der letzten Wölbung zum Meer viel stärker. Der vordere Rand des Gletschers liegt dicht am Ufer und wird vom Hochwasser in der rechten Hälfte bespült, während er in der linken Hälfte von vorgelagerten Endmoränenwällen beschützt wird. Hier haben sich innerhalb der Moränenwälle Lagunen (Abbildung 31) gesammelt, in welche sich der Gletscher mit steiler Neigung hineinwölbt, während er rechts, wo dieser Schutz fehlt, mit einem etwa 10 bis 15 m hohen senkrechten Steilrande endigt. Es ist interessant zu sehen, dass die beiden Formen der Gletscherzunge, Wölbung und Steilrand, beim Sermiarsut nebeneinander bestehen. Zweifellos ist hier der Unterschied durch die Wirkung des Meeres bedingt. Vor dem steilen Teil des Randes finden sich Eisbrüche, die aus grösseren und kleineren Blöcken bestehen und den Weg längst dem Rande bisweilen versperren. Sie werden durch das Meer fortgeführt oder zerstört. Eisberge dagegen bilden sich nicht, weil der Gletscher nicht in tiefes Wasser hineintritt; er lagert auf dem selbst aufgeschütteten Schutt, welcher bei niedrigem Wasserstande frei liegt, und wird nur von flachem Wasser bespült.

Der Asakak hat an drei Stellen Stauungen, welche die Neigung der Oberfläche stellenweise abflachen und unterbrechen. Die erste liegt beim Beginn des Gneissthals, also dort, wo der breite Hintergrund sich verengt; die zweite zieht von der linken zur rechten Seite schräg über den Hauptgletscher hinüber, wo der erste Seitengletscher diesem zuströmt, und die dritte in gleicher Weise beim zweiten Seitengletscher. Die beiden letzten sind besonders an der linken Thalwand ausgeprägt und verlieren an Höhe gegen die rechte Seite hin, so dass die Oberfläche des Gletschers dort nicht allein in der Längsrichtung, sondern auch von links nach rechts



E. v. Drygalski phot.

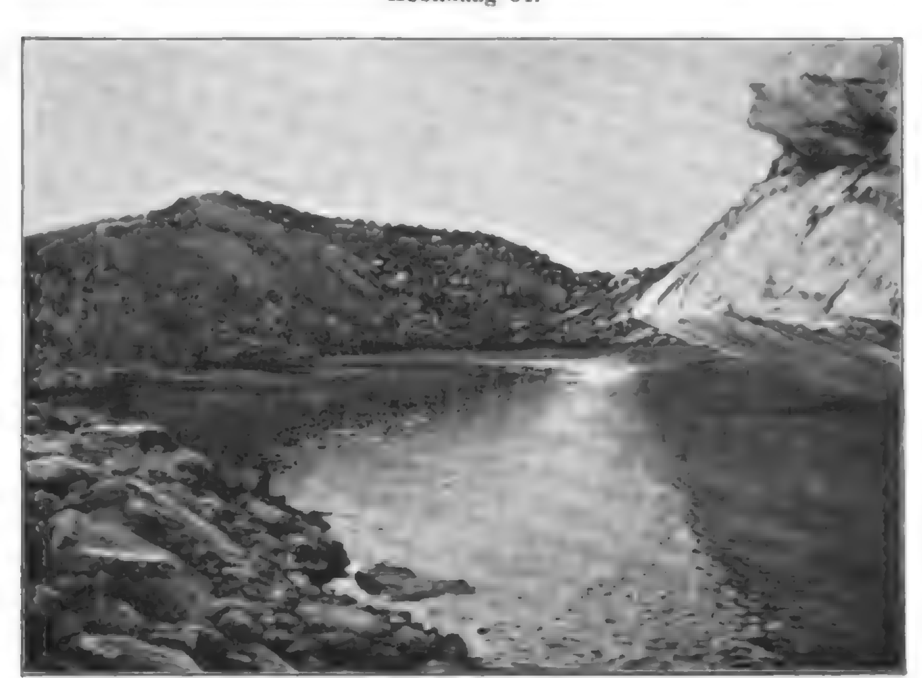
Die Niederbrüche des Hochlandeises im Nährgebiet des Asakak-Gletschers.

7. August 1893.

geneigt ist. Zwischen diesen Stauungen ist die Eisoberfläche fast eben und sinkt nur unmittelbar hinter jeder Stauung 30 bis 40 m steil zu der nächsten Verebnung hinab. Die Verebnungen durchziehen den Gletscher, wie die Stauungen, halbquer von links nach rechts; sie sind an der rechten Seite breiter, weil dort die Stauungen an Höhe und Ausdehnung verloren haben.

Die grösste Höhe der dritten Stauung beträgt in der Nähe der linken Thalwand 837 m, während die darauf folgende Verebnung 799 m hoch liegt. Mit dieser

Abbildung 31.



Lagunenbildung zwischen der Endmoräne und der Zunge des Sermiarsut-Gletschers.

beginnt eine sehr gleichmässige, ruhige Neigung bis zum dritten Seitengletscher, wo die Oberfläche des Hauptgletschers 627 m Höhe erreicht; sie fällt in dieser 2 km langen Strecke also um 172 m ab. Dann beginnt ein steiler Fall bis zum Ende des Thals, wo die Oberfläche eine Höhe von wenig über 200 m hat; sie senkt sich also in diesem Teil auf 3 km Länge um etwa 400 m.

Beim Ende der Gneisswände beginnt sich der Asakak mächtig zu verbreitern, indem er radial nach allen Seiten auseinanderquillt und dadurch fast auf die doppelte Breite anschwillt, als die war, welche er im Thal besass (Abbildung 32). Er endet so in einer Zunge, die nicht nach vorne zugespitzt ist, sondern vielmehr mit ihrem äusseren Rande in einem halbkreisförmigen Bogen den Thalaustritt umgiebt. Die Senkung der Oberfläche ist dabei anfangs gering und geht erst allmählich in eine steilere Wölbung über, um schliesslich an allen Seiten mit einer 40 bis 50 m hohen Steilwand zu enden. Die ganze Zunge liegt in der Verebnung auf den Schottern, welche der Gletscher und seine Bäche selbst dorthin

geschafft haben. Der vorderste Teil des Randes lag im Jahr 1893 ein wenig vom Ufer entfernt und wurde auch bei hohem Wasserstande noch nicht vom Meer erreicht. Hier endigt der Gletscher also ohne die Einwirkung des Meeres in einer Steilwand, und zwar unter den ganz gleichen Verhältnissen der Exposition gegen Sonne und Wind, wie der Sermiarsut, der unter der Einwirkung des Meeres rechts in einer Steilwand und ohne dieselbe links in einer Wölbung endigt. Dieser Umstand zeigt, dass der Charakter des Gletscherrandes von verschiedenen Verhält-



Abbildung 32.



Verbreiterung des Asakak-Gletschers beim Austritt aus dem Gneissthal.

nissen abhängt; beim Asakak kommt sicher das in Betracht, dass er sich gegenwärtig in einem Zustand des Vorrückens befindet.

Von den charakteristischen Eigentümlichkeiten der Eisoberflächen, zu deren Schilderung ich nunmehr übergehe, haben die Blaubänder bei beiden Gletschern im allgemeinen einen einfachen Verlauf, indem sie innerhalb der Thalwände meistens in grosser Zahl und mit demselben Aussehen, welches ich beim Inlandeise geschildert habe, der Längsrichtung der Gletscher folgen. Indessen giebt es auch Gebiete, wo ihr Lauf sich verwirrt, so z. B. auf dem obersten Stauboden des Sermiarsut und in der breiten Zunge des Asakak. Sehr regelmässig sind sie dagegen in dem ruhigen Strom des Asakak zwischen der dritten Stauung und dem steileren Abfall zur

Zunge. Da die Längsrichtung des Thals die Stromrichtung des Gletschers ist, fällt die Richtung der Blaubänder zugleich mit dieser zusammen, während sie bei den Alpengletschern thalabwärts konvex gekrümmte Bogen bilden.

Das kräftige Auseinandertreten der Gletscherzungen, insbesondere das des Asakak, an den Thalenden zeigt, dass die Thäler für die Eismassen zu eng sind. Man kann annehmen, dass infolge der Fülle der Masse innerhalb der Thäler ein Druck in der Querrichtung herrscht, welcher die Blaubänder der Küstengletscher in derselben Weise bildet, wie es das Schwellen gegen das Land beim Inlandeis thut; in beiden Fällen ist es ein gegen das Land, beziehungsweise die Seiten hin gerichteter Druck, durch welchen die parallel zum Lande verlaufenden Blaubänder entstehen. Blaubänder, welche sich zur Längsbewegung der Inlandeisströme oder der Küstengletscher so verhalten, wie es bei den Alpengletschern der Fall ist, habe ich nicht beobachtet.

Neben den Längsbändern ist die Entwickelung der blauen und schmutzigen **Querbänder** ausserordentlich reich. Sie stehen hier, wie auf dem Inlandeise, in deutlichem Zusammenhang mit den Spalten, wie ich schon von den Schmutzbändern des zweiten rechten Nebengletschers des Sermiarsut erwähnt habe, die aus den Spalten der einzelnen Nährarme entstehen. Eine grosse Zahl blauer Querbänder ist auf dem obersten Stauboden des Sermiarsut im Streichen der dort sich kreuzenden Spaltensysteme. Viele Querbänder, blaue und schmutzige, sind auch in der breiten Zunge des Asakak, wo die Spaltenrichtung eine andere ist, als sie es kurz vorher in dem Abfall zu der Zunge war. Die älteren Spalten des Abfalls sind meist und die neueren der Zunge teilweise zu Querbändern geschlossen; infolgedessen sind in der Zunge des Asakak stellenweise zwei Querbandsysteme, welche die blauen Längsbänder schneiden.

Die Spalten zeigen eine grössere Abhängigkeit von den Neigungsverhältnissen der Gletscheroberflächen, als es auf dem Inlandeise der Fall ist; sie folgen aber sonst in ihrer Richtung den gleichen Gesetzen. Auf dem obersten Stauboden des Sermiarsut sind nach der Vereinigung der beiden hintersten Nährarme zwei sich kreuzende Spaltensysteme. Unterhalb davon ordnen sich die Spalten in dem ruhigen Strom, der bis zum zweiten Seitengletscher anhält, fast in der Querrichtung des Hauptgletschers an und weichen von derselben nur darin ab, dass sie mit den Seiten des Gletschers, in der Thalrichtung abwärts gesehen, mehr oder weniger konvergieren. Sie sind in diesem Teil nicht zahlreich und auch nicht lang, so dass die Begehung keine Schwierigkeit macht. Die Anzahl wächst aber in dem steileren Abfall, der unterhalb des zweiten Seitengletschers beginnt, und wird gegen das gewölbte Ende hin bedeutend. Die Querrichtung herrscht vor; Abweichungen im Sinne einer Konvergenz zu den Seiten, thalabwärts gesehen, sind in wechselnder Grösse aber auch fast immer vorhanden.

Im Asakak hat die Stauung zwischen den beiden ersten Seitengletschern viele Spalten, welche mit der linken Seite, thalabwärts gesehen, deutlich konvergieren. Weiter unterhalb ist dies weniger der Fall, und in dem stark geneigten

Abfall zur Zunge unterhalb des dritten Nebengletschers herrscht eine ausgesprochene Querrichtung vor. Hier sind die Spalten überaus zahlreich und erschweren die Begehung, während man von den oberen Stauungen her bis zum dritten Seitengletscher ohne Mühe gehen kann. Wenn man, wie vorgeschlagen ist, den Asakak als Schlittenweg benutzen wollte, um in das Innere der Halbinsel einzudringen, müsste man die Zunge und den steilen Abfall dazu auf der linken Seitenmoräne umgehen und den Gletscher erst in der Gegend des dritten Seitengletschers betreten. Von dort kommt man bequem bis zu den oberen Stauböden und wohl auch über diese hinweg auf den mässigen Neigungen des Hintergrundes zu den Höhen der Halbinsel hinan. Ich pflichte jedoch K. J. V. Steenstrup bei, wenn er diesen Schlittenweg gegenüber dem durch das Thal von Elven, welchen man als Weg zur Disko-Bucht gewöhnlich benutzt, verwirft, weil man auf dem letzteren viel geringere Höhen zu überwinden hat. Die oberen Stauböden des Asakak haben schon Höhen von 800—900 m und der Hintergrund noch erheblich mehr, während die grösste Höhe des Schlittenwegs durch Elven an der westlichen Wand der Majorkarsuatsiak-Klippe nur 687 m beträgt.

Die Zunge des Asakak hat radiale Spalten, welche der halbkreisförmigen Umrandung nach allen Seiten rechtwinklig zustreben (Abbildung 32). Sie schneiden die älteren, quer gerichteten Spalten des Abfalls zur Zunge, welche sich in dieser zu schmutzigen Bändern geschlossen haben, wie ich schon erwähnte. In der letzten Wölbung der Zunge sind die Radialspalten klaffend und tief, so dass der äussere Steilabfall von weiten Schründen durchrissen erscheint.

Neben der Blaubandstruktur und den Spalten verdienen auf den Küstengletschern die Moränen die meiste Beachtung, da sie im Gegensatz zu dem beschränkten Auftreten, welches sie im Inlandeise haben, eine allgemeine Verbreitung und eine wesentliche Bedeutung gewinnen. Auf dem Inlandeise gehören die Moränen der Randzone an und finden jenseits derselben nur auf der Oberfläche durch den Kryokonithorizont und in den unteren Lagen durch die Schichtung einen gewissen Ersatz. Auf den Küstengletschern ist der feine Kryokonit auch vorhanden, er tritt aber hinter dem groben Moränenschutt überall vollkommen zurück, während die Schichtung einen ähnlichen Zusammenhang, wie bei dem Inlandeise, mit den Moränen bewahrt. Da auch die Wasserläufe eine gewisse Abhängigkeit von der Verteilung des Schuttes zeigen, ist es gerechtfertigt, die Schilderung der Moränen hier voranzustellen, ehe ich die Bäche, Staublöcher und Schichten der Küstengletscher beschreibe.

Es hängt mit den vorher geschilderten Ernährungsverhältnissen zusammen, dass sowohl der Sermiarsut, wie der Asakak auf der rechten Seite ungewöhnlich reiche und starke Moränenbildungen haben. Denn die von rechts hinzutretenden Nebengletscher bringen Moränenbildungen mit, welche nach der Vereinigung mit dem Hauptgletscher nur noch eine kurze Strecke als getrennte Züge kenntlich sind. Im weiteren Laufe vermindert der Schwund des Eismaterials die Zwischenräume der Einzelmoränen und vereinigt sie alle mit den Seitenmoränen der Hauptgletscher.

So beginnt die rechte Seitenmoräne des Sermiarsut sich schon unterhalb des zweiten Seitengletschers zu sammeln (Karte 7). Der dritte Nebengletscher drängt sie für kurze Zeit von der Thalwand ab, so dass sie nun eine Mittelmoräne vorstellt, verschwindet dann aber bald im eigenen Schutt, wodurch die Mittelmoräne wieder in die Seitenmoräne übergeht. Das Gleiche wiederholt sich bei den sechs Eisstreifen, welche in den Doppeltrichterthälern zum Thal herabkommen. Da jeder von ihnen eine beträchtliche Schuttmenge mitbringt, die nach kurzem Verlaufe mit der Seitenmoräne verschmilzt, so ist das Anwachsen der letzteren schnell und bedeutend. Zunächst erscheint nur die rechte Seitenwölbung des Hauptgletschers von einer Schutthülle bedeckt, neben der am Ufer noch hier und da vom Gletscher getrennte Schuttstreifen einherziehen; dann beginnt der Schutt die freie Eisoberfläche daneben zu überhöhen und schliesslich ist ein einheitlicher mächtiger Schuttwall vorhanden. In der Zunge ist das Eis des Gletschers sogar so zusammengeschwunden, dass auch der Schuttstreifen, welcher oberhalb des zweiten Seitengletschers rechte Seitenmoräne war und dann, durch diesen abgedrängt, bis zum Ende des Hauptgletschers sich als rechte Mittelmoräne erhielt, mit der rechten Seitenmoräne verschmilzt. Das Eis liegt schon am Ende der rechten Thalwand 20 m und mehr unter den Oberflächen dieser beiden Moränen eingetieft und schliesslich ganz im Schutt vergraben. Vom Fjord sieht man einen einheitlichen Schuttkegel mit steilen Gehängen; auf der Oberfläche bleibt aber die ursprüngliche Mittelmoräne durch eine tiefe Furche abgegrenzt, während flachere Furchen und Wälle, die auf der Seitenmoräne in deren Längsrichtung mit Unterbrechungen nebeneinander verlaufen, die Entstehung derselben aus vielen Einzelmoränen verraten.

Die Höhe dieser Riesenmoräne (Abbildung 30) am Fjord beträgt 175 m. An den äusseren Abhängen ist von Eis nichts zu sehen; sie bestehen aus groben Blöcken und feinerem Schutt und sind bisher noch frisch und wenig bewachsen. Die Oberfläche aber ist von tiefen Schründen durchquert, in denen man den schuttdurchmengten Eiskern sieht; an einer Stelle hält sich ein kleiner See, wie es bei Schuttkegeln mit Eisfüllung häufig der Fall ist. Die Bewegung des Sermiarsut ist unterhalb des Thalendes in dem eingetieften Eisstreifen zwischen der Seiten- und der Mittelmoräne äusserst gering, und in der Seitenmoräne selbst herrscht vollkommen Ruhe. Daher wirkt die mächtige Schuttanhäufung wie eine feste Seitenwand und drängt den Strom des Gletschers sichtlich gegen die linke Thalwand ab.

Beim Ende des Thals kann man aussen neben der rechten Seitenmoräne noch einen älteren, höheren Steinzug unterscheiden, welcher eine frühere Moräne bedeutet, die bei einer starken Vermehrung des Eises entstand. Ihr höheres Alter geht daraus hervor, dass ihre Blöcke von schwarzen Flechten überzogen sind, während die Steine der heutigen Seitenmoräne unbewachsen und hell erscheinen. Auch diese alte Moräne zieht bis zum Fjord fort und wird von der heutigen nur auf der Oberfläche durch eine Längsfurche abgegrenzt, welche nicht tief einschneidet. Die Richtung der Moräne setzt die der rechten Thalwand fort;

der Gletscher ist also ursprünglich in geradem Laufe zum Fjord geströmt, bis die Bewegung in dem starken Schutt der rechten Seite allmählich erstickte. Die Bewegung wurde dadurch nach links verschoben, wie es sich bei dem Anwachsen der jetzigen Seitenmoräne in unmittelbarer Verbindung mit der alten auch heute noch fortsetzt. Man erkennt, wie die eigene Schuttführung des Gletschers die Bewegungsrichtung beeinflusst.

Die alte Moräne geht vor dem Nordende des Felsenrückens, welcher die beiden Gletscher trennt, in einen Schuttkegel über, der an seiner anderen östlichen Seite in gleicher Weise mit der linken Seitenmoräne des Asakak zusammenhängt. Zwischen ihm und den Moränen zu beiden Seiten sind zwei Bachrinnen eingetieft, welche eine äussere Trennung bewirken; dieselben schneiden aber nicht bis zum anstehenden Felsen hindurch und haben also den Zusammenhang nicht völlig zerstört. Die Oberfläche des Schuttkegels ist platt; seine Höhe erreicht lange nicht die der Seitenmoränen. Er ist vollkommen bewachsen und durch Flechtenüberzüge auf den Steinen schwarz gefärbt. In der Bachrinne zwischen ihm und der alten Moräne des Sermiarsut ist ein weiches Moospolster mit reicher Vegetation; man steigt in dieser Rinne am leichtesten zur Höhe der Riesenmoräne und damit der Oberfläche des Sermiarsut-Gletschers hinauf, da man hier die letzte steile Wölbung der Zunge umgeht.

Ausser der schon erwähnten hat der Sermiarsut noch eine andere linke Mittelmoräne, welche durchweg selbständig bleibt, während die rechte aus der Seitenmoräne oberhalb des zweiten Nebengletschers als unbedeutender Steinzug entsteht, sich allmählich beim Schwunde des Eises verbreitert und zum Schluss mit der Seitenmoräne wieder verschmilzt. Die linke Mittelmoräne dagegen erscheint zum ersten Mal mitten im Gletscher in der Gegend, wo die Felswände enden, und zwar fast plötzlich, als eine Folge quergerichteter Schuttstreifen, welche die dichten Spalten beim Beginn der steilen Wölbung zum Meer erfüllen. Dieselben vereinigen sich, wo die Wölbung gleichmässiger wird, zu einem Längszuge, der sich unter der das Eis zerstörenden Wirkung eines Baches rasch verbreitert und am Meer, wie ein mächtiges Delta, die Gletscherzunge zerteilt.

Diese Mittelmoräne dürfte von den beiden Hauptnährarmen des Hintergrundes herrühren, und es ist möglich, dass sie als selbständiger Steinzug innerhalb des Gletschers bestand, weil bis zu ihrem Auftreten nur einzelne Blöcke auf der Oberfläche zerstreut lagen, die sich kaum so plötzlich zu einem mächtigen Schuttzug ansammeln können. Ein Steinzug im Innern des Gletschers könnte bei dem starken Gefälle der Zunge und dem fortgesetzten Schwunde an der Oberfläche erscheinen, auch ohne dass er sich im Gletscher aufwärts bewegt hat, nachdem er früher in den oberen Teilen bei dem massenhaften Zuströmen von Nährmaterial und der geringeren Neigung vom Eis überquollen war. Die an der Oberfläche schon von den oberen Stauböden her verteilten Blöcke zeigen, dass der Gletscher in der Mitte auch vorher Schutt führte; derselbe kam bei dem Überwiegen des Eises nur nicht zur Geltung.

Die linke Seitenmoräne des Sermiarsut ist nicht so kräftig, wie die rechte, weil die Ernährung von links viel spärlicher ist. Immerhin ist sie an der Zunge nicht unbedeutend und begleitet den Gletscher vom Ende der linken Thalwand her in mehreren Zügen, welche gegen das Meer hin ausstrahlen.

Die Moränen des Sermiarsut bestehen alle überwiegend aus Gneissblöcken. Das Material der Seitenmoränen ist eckiger und scharfkantiger, als das der Mittelmoränen, weil es durch die von den Felswänden direkt abgestürzten Halden vermehrt wird, doch sind auch auf den Seitenmoränen Polituren, Kritzen und Schrammen zu finden. Die rechte Mittelmoräne führt neben dem Gneiss eine nicht unerhebliche Menge von Basaltblöcken mit, und auf den anderen trifft man ebenfalls Basalt in geringerer Menge. Da das Hauptthal im Gneiss liegt und auch an keinem der Nebengletscher anstehender Basalt zu sehen war, kann derselbe nur von dem Hintergrunde der Hauptnährarme herrühren, welche wohl sicher bis in das Trappgebiet des Asakak und vielleicht auch des Kome-Gletschers zurückreichen.

Der Asakak-Gletscher hat ebenfalls zwei Mittel- und zwei Seitenmoränen; die stärkere Entwickelung liegt auch bei ihm auf der rechten Seite, doch erreicht keine Moräne die Ausdehnung, wie die Riesenmoräne des Sermiarsut.

Die linke Seitenmoräne besteht am Anfang des Gneissthals, wo der breite Hintergrund sich verengt, aus einzelnen nebeneinander, neben und in der Gletscherseite verlaufenden Zügen, deren Höhe gering ist und sich über die Gletscheroberfläche nur wenig erhebt. Sie schwillt allmählich thalabwärts an und wird durch die Schutthalden der Thalwand reichlich vermehrt, welche sie unter den früher erwähnten Scharten und auch an anderen Stellen ganz überkleiden. Beim unteren Ende des Thals bildet sie einen gewaltigen Wall, welcher die Gletscheroberfläche um 30 m und mehr überhöht; derselbe zieht noch eine kurze Strecke über das Thalende hinaus fort und fällt dann schnell aus einer Höhe von 229 m in einem steilen Schutthange zu dem niedrigen Boden hinab, auf welchem die Gletscherzunge liegt. Der zum Gletscher gewandte Abhang der Moräne verläuft in den schmutzigen Seitenstreifen des Eises; die Oberfläche zeigt eine Reihe flacher Furchen und lässt dadurch die Entstehung aus einzelnen Zügen erkennen. Diese Seitenmoräne ist schon alt und bei einem grösseren Umfange des Gletschers gebildet, wie das schwarze Flechtenkleid der Blöcke und die Höhe über dem Eise beweist. Der heutige Gletscher folgt der Moräne noch unterhalb des Thalendes und quillt dann erst fast rechtwinklig um ihren steilen Absturz herum. Auch dieser Umstand, dass die Verbreiterung des Asakak erst hinter dem Ende der Moräne beginnt, beweist das höhere Alter der Moräne.

Die linke Mittelmoräne entsteht mitten im Gletscher unterhalb der dritten Stauung, also in der Gegend des zweiten Nebengletschers, als ein schwacher Zug zerstreuter, einzelner Blöcke, und gewinnt nur sehr allmählich an Zusammenhang. Sie bleibt in dem stark zerklüfteten Teil zwischen dem dritten Nebengletscher und der breiten Zunge überall kenntlich und lässt sich auch in der letzteren bis zum Ende verfolgen, bleibt aber bis zum Schluss nur ein unbedeutender Steinzug

und nicht ein kräftiger, das Eis überragender Wall. Sie kann nur vom Hintergrunde herstammen, wie ihre Zusammensetzung aus Basalt und Kohle beweist, da diese im Verlaufe des Thals nirgends anstehen. Dass ihre Blöcke in der Mitte des Gletschers auftauchen und sich in einem bestimmten Zuge sammeln, obgleich sie vorher von dem massenhaften Nährmaterial des Hintergrundes überquollen und unsichtbar waren, ist ein interessantes Zeugnis dafür, dass sich die ursprünglichen Bewegungsverhältnisse trotz allseitiger massenhafter Zufuhr lange in den Gletschern erhalten. Es liegt hier der gleiche Fall vor, wie bei der linken Mittelmoräne des Sermiarsut.

Die rechte Mittelmoräne ist der bedeutendste Schuttwall des Asakak. Sie beginnt in der Senke unterhalb der dritten Stauung rechts von der anderen Mittelmoräne und entsteht dadurch, dass der kräftige zweite Nebengletscher hier die rechte Seitenmoräne des Hauptgletschers gegen die Mitte hin abdrängt. Während jedoch die linke Mittelmoräne unbedeutend und schwach bleibt, wächst die rechte schnell und bildet bald einen zusammenhängenden Steinwall, der die Eisoberfläche überragt. In der Zunge des Asakak ist sie breit und mächtig; ihre Oberfläche liegt dort etwa 10 m höher als das Eis und war im August stellenweise versumpft. Wo die steilere Wölbung der Zunge beginnt, verbreitert sich die Moräne deltaförmig, vereinigt sich dabei mit der rechten Seitenmoräne und giebt so, wie beim Sermiarsut, zur Entstehung eines mächtigen Schuttkegels Anlass, der mit scharfer Böschung zum Meer abfällt. Die Höhe desselben beträgt 125 m; er nimmt die ganze rechte Seite des Asakak ein und verhindert hier die Bildung einer Steilwand, wie sie links und vorne die Zunge umgrenzt.

Über die rechte Seitenmoräne kann ich keine näheren Angaben machen, weil ich sie nicht begangen habe. Sie scheint im Thal weniger bedeutend zu sein und ihren grossen Umfang erst in der Zunge dadurch zu erlangen, dass sich die rechte Mittelmoräne mit ihr vereinigt. Zwischen diesen beiden liegt in der Zunge nur noch ein kurzer und schmaler Eisstreifen, welcher unterhalb des Thalendes nach rechts abbiegt und dadurch zeigt, dass das Eis auch an dieser Seite nach Ausbreitung strebt.

Die Moränen des Asakak enthalten alle sehr viel Basalt. Dieser zeigt viel ausgeprägtere und zahlreichere Kritzen und Schrammen, als die Gneissblöcke in den Moränen des Sermiarsut. In der linken Seitenmoräne tritt der Basalt thalabwärts allmählich hinter dem Gneiss zurück, desgleichen auch die geschliffenen und geschrammten hinter den eckigen und scharfkantigen Blöcken; der Grund ist der, dass die Schutthalden der linken Thalwand die Moräne bedeutend vermehren und stellenweise ganz überdecken. Indessen hat auch diese Seitenmoräne noch viele schön geschrammte Basaltgeschiebe. Die linke Mittelmoräne besteht fast nur aus Basalt und Kohlenstücken, die rechte enthält neben Basalt viel Gneiss und weniger Kohle.

Das Auftreten einer Holzkohle in den Moränen des Asakak hat seit Giesecke's Reisen das Interesse aller Beobachter erregt, zumal die Stücke häufig eine nicht unbedeutende Grösse erreichen und von den Grönländern als Feuerungsmaterial

gesammelt werden. Ihr Hauptfundort ist die schwache linke Mittelmoräne; ihr Herkunftsort ist noch nicht ermittelt. Derselbe kann nur an der rechten Seite des Hintergrundes oder an der linken Seite des ersten Nebengletschers liegen, weil die Moräne sich von dort her sammelt. Der Basalt kommt von den Trappwänden her, welche im ganzen breiten Hintergrunde des Hauptgletschers anstehen. Auch am ersten Nebengletscher scheint er noch zu Tage zu treten.

Die gleiche petrographische Beschaffenheit, welche die Oberflächenmoränen der beiden Gletscher besitzen, kann man durch die Schichtung bis in die Grundmoräne verfolgen, welche, wie beim Inlandeise, auf das engste mit der Schichtung zusammenhängt. Während aber die letztere in dem Inlandeise nur den untersten Eislagen eigentümlich ist und eine bestimmte, zum Untergrunde parallele Anordnung zeigt, reicht sie in den Küstengletschern höher, beim Asakak stellenweise bis zur Höhe des Steilrandes der Zunge, hinauf und durchsetzt den Gletscher mit so mannigfaltigen Biegungen, Zerrungen, Stauchungen und Verwerfungen, dass vollkommene Falten-, Nieren- und Linsenbildungen entstehen (Tafel 38, Abbildung 32 und 34). Die Zusammensetzung der Schichten ist dabei in allen Fällen dieselbe, nur dass die gleich geordneten feinen Schmitzchen von Lehm oder Luft in den Küstengletschern, wo die Beimengungen reichlicher sind, oft so stark zusammenrücken, dass sie wirklich zusammenhängende Schichtflächen bilden.

Die Entstehung der Schichtung ist auch bei den Küstengletschern nicht auf die ursprünglichen Aufschüttungsverhältnisse des Schnees zurückzuführen, sondern auf die Neuordnung der im Eise beigemengten fremden Bestandteile durch den Druck der darüberlagernden Massen. Wäre das erstere der Fall, so würden die Schichten die Jahreslagen der Ernährung bedeuten, wie sie auf dem Hochlandeise zu beobachten sind. Dieses kann aber schon aus dem Grunde nicht zutreffen, weil der reichliche Schutt, welcher die Schichtung der Zungen bildet, auf dem Hochlandeise noch nicht vorhanden ist und erst im Laufe der Gletscher hinzukommt. Auf den Gletschern aber werden überhaupt keine Jahreslagen mehr gebildet, weil aller Schnee, der im Winter fällt, von ihren Oberflächen im Sommer wieder verschwindet. Auch bleibt die Schichtung der Gletscher eine Eigentümlichkeit der unteren Lagen, wenn sie auch bisweilen die Höhe der Steilwände in den Zungen erreicht, während die Schichtung durch Aufschüttung eine Oberflächenbildung ist. So kann sich die letztere vom Hochlandeise her wohl in Einzelheiten bis in die Zungen erhalten, aber die Gesamtheit der Gletscherschichtung nicht erklären.

T. C. Chamberlin[1], welcher in den Küstengletschern von Hayes Halbinsel ausgezeichnete Schichten beobachtet und abgebildet hat, ist der Ansicht, dass dieselben diejenigen Flächen sind, an welchen sich die verschieden stark bewegten Teile eines Gletschers über einander verschieben. Da die Bewegung der Gletscher nicht eine derartige ist, wie es diese Ansicht voraussetzt, was ich im nächsten Kapitel erörtern werde, trifft Chamberlin's Erklärung nicht zu. Schon der

[1] Bull. of the Geological Society of America, Rochester 1895, Vol. VI, S. 199—220.

Umstand, dass die Schichten aus einer Reihe kleiner, bestimmt geordneter Schmitzchen, die sich in einzelnen Lagen anreichern, entstehen und zum Teil noch sichtbar aus solchen zusammengesetzt sind, spricht dagegen, dass sich längst den Schichten die verschiedenen Eishorizonte über einander hin bewegen. Die Schichten sind nicht zusammenhängende grössere Lagen, sondern eine Menge bestimmt geordneter, aber unregelmässig gegen einander verteilter kleinerer Flächen. An jeder einzelnen findet in der Bewegung zwar auch eine Verschiebung oder richtiger Änderung in dem Gletscherkörper statt; dieselbe ist aber nicht gleichmässig für die ganze Schicht und in der Richtung derselben, sondern nach Zeit und Ort ungleichmässig in den Schmitzchen verteilt und etwa senkrecht zu diesen. Es ist eine Summe von einzelnen Vorgängen und nicht ein einziger Vorgang.

Ich habe die Schichtung des Inlandeises durch den Druck der darüber lastenden Massen zu erklären versucht und werde die weiteren Gründe dafür in dem Abschnitt über die Struktur des Eises (Kapitel XVII) erörtern. Die Abweichungen, welche die Schichten der Küstengletscher zeigen, widersprechen dieser Auffassung nicht, da das ruhige, ausgeglichene Verhalten des Inlandeises eine gleichmässigere Anordnung der Schichten nach Verlauf und Verbreitung veranlassen muss, als es bei den Küstengletschern möglich ist, wo die Ernährung so mannigfaltig und so reichlich ist, dass verschiedene Bewegungsverhältnisse bis in die Zunge hinein neben einander bestehen, sich durchdringen und überlagern. Die einzelne Bildung, z. B. der dritte Nebengletscher des Sermiarsut, hat eine bestimmt geordnete Schichtung, welche der des Inlandeises ähnlich ist; die breite Zunge des Asakak aber, welche aus einer Menge verschiedener Nährarme hervorgeht, zeigt grosse Störungen, weil die mannigfaltigen Bewegungs- und Druckverhältnisse der letzteren darin noch nicht zum Ausgleich gekommen sind, wie auch das allseitige Auseinanderquellen der Zunge beweist. Es ist ferner möglich, dass durch die Bewegung im Laufe des Gletschers manche Schmutzbandsysteme mit der Schichtung vermengt werden, wodurch weitere Verwirrungen entstehen.

Übrigens besteht auch bei den Küstengletschern die Thatsache, dass die Schichtung nach oben hin abnimmt und mit der Verringerung der Dicke und des Druckes der darüberlastenden Massen allmählich verschwindet; denn beim Asakak verlieren sich die Schichten über der dicht geschichteten Steilwand der Zunge, und im Sermiarsut fehlen die Schichten vorne ganz, weil die Wölbung, mit welcher der Gletscher endet, zu dünn ist. Dass sie beim Asakak verhältnismässig höher hinaufreichen und die ganze 40—50 m hohe Steilwand der Zunge durchsetzen, wird mit der massenhaften Ernährung und der Überlagerung verschiedener Bewegungsarten in Zusammenhang stehen.

Die Grundmoräne entsteht, wie beim Inlandeise, aus dem Schutt, der im Eise verteilt war und sich in den Schichten geordnet hatte. Beim Sermiarsut ist vorne die Schichtung schon verschwunden und in den untersten Teilen des Randes der Schutt so verdichtet, dass man nur noch ein wirres Gemenge von Steinen und Lehm sieht, welches in einer eisigen Grundmasse so festsitzt,



E. v. Drygalski phot.

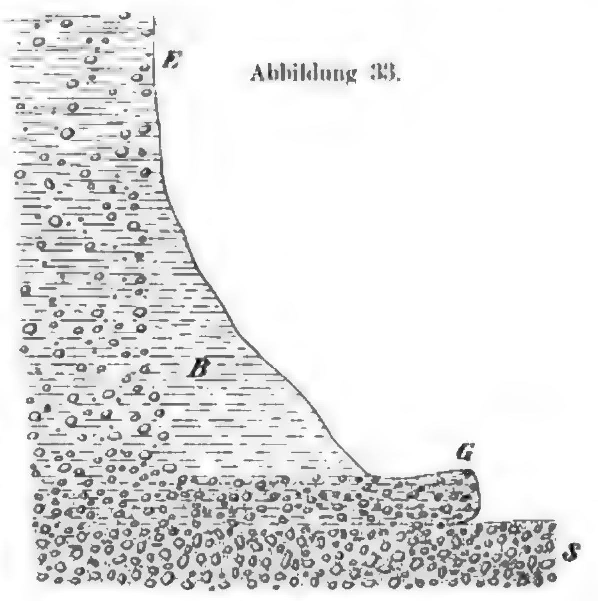
Schichtung in der Zunge des Asakak-Gletschers.

30. August 1892.

dass man die Steine nur mit Mühe herausbrechen kann. Das Eiscement verschwindet am Boden ganz, so dass dort schliesslich nur eine Packung von Blöcken und Lehm übrigbleibt, welche die Unterlage des Gletschers bildet. An der vorderen Steilwand des Asakak konnte man den Übergang von deutlicher Schichtung durch die in eisiger Grundmasse liegende, fast ungeschichtete und etwa 1 m dicke Packung von Steinen und Lehm zu einer solchen Packung ohne Eiscement sehen. Der Übergang war so allmählich, dass man schwer sagen konnte, wo die Schichtung aufhörte, zumal in der ungeschichteten Packung auch noch einzelne geschichtete Stellen vorhanden waren.

Von Interesse ist das Profil, welches ich am 19. April und am 17. Mai 1893 vor der vorderen Steilwand des Asakak sah (Abbildung 33). *E* ist die vordere senkrechte Eiswand der Gletscherzunge, *B* eine aus abgestürzten Blöcken gebildete Eisböschung und *G* die etwa einen Meter dicke Grundmoräne, in welcher noch Spuren einer Eisschichtung erkennbar waren. *S* ist der aus Schutt bestehende Boden. Die Entfernung des vorderen Endes von *G* von der senkrechten Eiswand *E* betrug etwa 8 m. Die Grundmoräne bestand aus kleineren Steinen, welche am 19. April in einem festen, lehmigen Eiscement sassen. Aus demselben war stellenweise das Eis schon ausgeschmolzen, die Schüttung aber bei ihrer geringen Dicke und bei der Stützung durch das noch vorhandene Eis nicht zusammengesunken, so dass die Moräne dort, wo das Eis fehlte, einen löchrigen, fast porösen Eindruck machte. Die freie Oberfläche von *G* war ein wenig gegen den Gletscher geneigt; dicht über dem Boden war eine Kehle in der Grundmoräne. Ob die Schichtung auch die Neigung der Oberfläche besass, war nicht zu erkennen, weil sie nur in winzigen Spuren erhalten war. Am 17. Mai war das Eiscement fast ganz verschwunden und die Schüttung nun zusammengesackt, so dass die Steine in einer wie Pulver trockenen, ganz ungeschichteten Sandmasse lagen. Wegen der Neigung der Oberfläche und der Kehle am Boden könnte man annehmen, dass hier eine Emporpressung des Bodens stattgefunden hat; das muss jedoch unentschieden bleiben, weil die Neigung an den Schichten nicht zu erkennen war und die Kehle auch durch Unterspülung des nahen Meeres, die Neigung der Oberfläche aber durch stärkere Kondensation und schnelleren Schwund des Eises in dem hinteren, noch belasteten Teil der Grundmoräne entstanden sein kann, welchem

Abbildung 33.



Schichtung und Grundmoräne des Asakak-Gletschers.

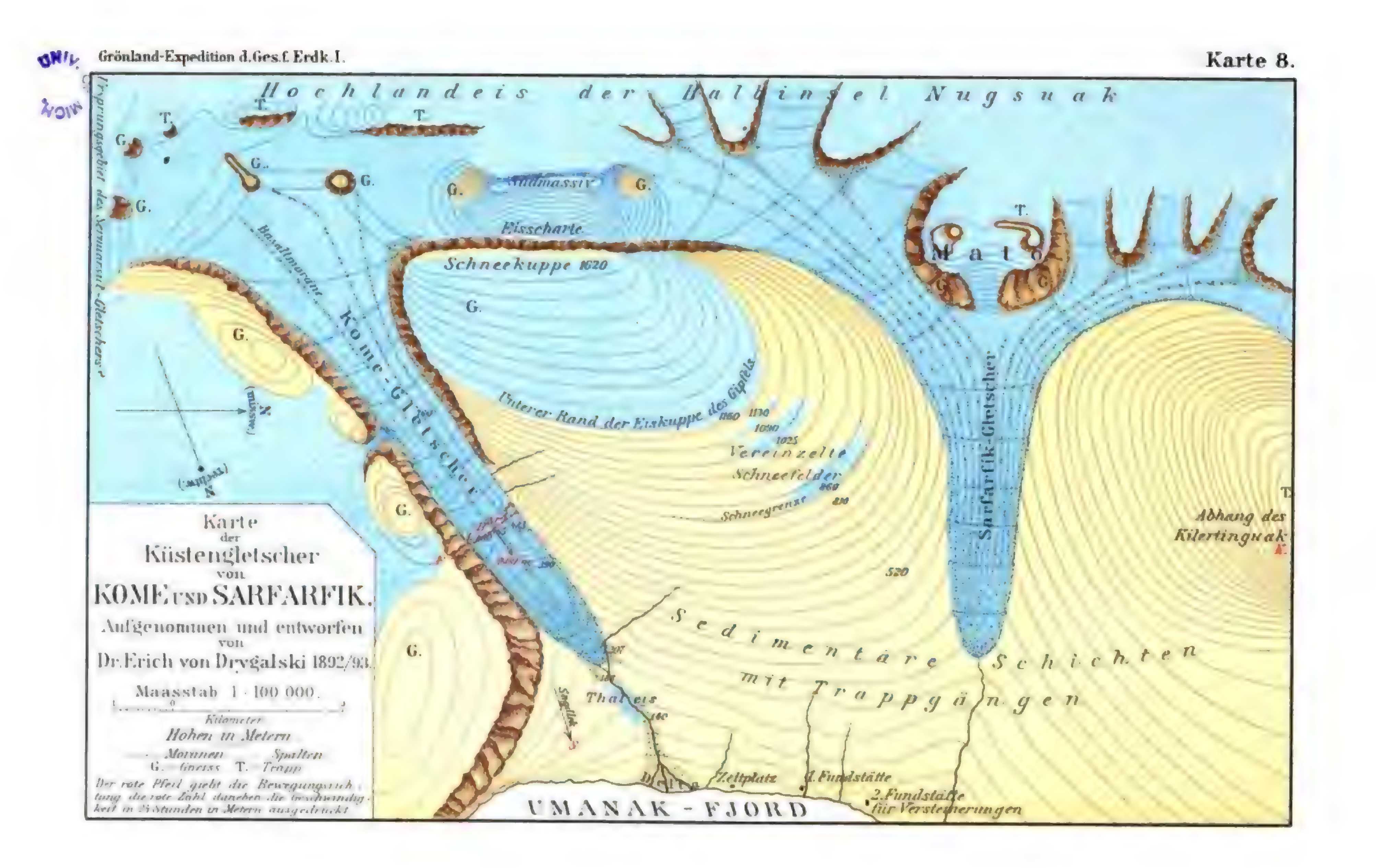
der vordere unbelastete langsamer folgte. Wie dem auch sei, die beiden Beobachtungen zeigten die Entstehung der ungeschichteten eisfreien Grundmoräne am 17. Mai aus einer noch durch Eiscement verkitteten Packung, also aus dem unteren Teil des Gletschers am 19. April, infolge des allmählichen Schwundes des Eismaterials.

Da der Asakak kräftig vorrückt, hat er keine Endmoräne vor der heutigen Zunge; der Boden rings herum wird von unregelmässig aufgeschütteten Schottern gebildet, welche die gleiche Zusammensetzung nach Gestein und Aussehen haben, wie die Moränen, und welche die Gletscherbäche vielfach verästeln und ablenken. Der Lauf derselben wechselt häufig, besonders wenn sie im Herbst beim Ausfrieren in den bisherigen Wegen gehemmt werden.

Die linke, gewölbte Seite des Sermiarsut wird dagegen von einem Endmoränenwall umkränzt, der von dem heutigen Eisrande etwa 10 m entfernt liegt (Abbildung 31). Derselbe besteht aus einem niedrigen Schuttwall, der höchstens 5 m Höhe hat und bisweilen auch aussetzt, so dass das Meer in den Lücken zum Eisrande hindurchgreift. Bisweilen teilt sich der Wall in zwei Züge, die kurze Strecken neben einander verlaufen; bisweilen schwenkt ein Zug auch zu einem Querwall um, der in den Gletscher in der Längsrichtung desselben hineinzieht und in der letzten Wölbung des Eises noch als Schuttstreifen kenntlich ist. Zwischen der Endmoräne und dem Eisrande ist ein flacher Wasserstreifen, welcher durch die Querwälle in eine Reihe von Lagunen geteilt wird und hier und dort durch die Lücken der Moräne mit dem Meer in Verbindung steht. Die Lagunen haben in die Eiswölbung eine tiefe Kehle eingefressen, doch kommt es infolge des Schutzes durch die Moräne nicht zur Ausbildung einer steilen Eiswand, wie an der rechten Seite des Gletschers, zu der das Meer freien Zutritt hat.

Die Gletscherbäche begleiten häufig die Moränen und rieseln in den Schmelzkehlen zwischen den Steinwällen und dem Eise, weil durch die Rückstrahlung des Schuttes die Eisoberfläche hier am stärksten angegriffen wird und das meiste Schmelzwasser liefert. Kleinere Rinnen folgen auf beiden Gletschern auch den natürlichen Senken der Oberflächen, so den Mulden zwischen den Staugebieten und an deren Enden. Beim Asakak sammelte sich der kräftigste Bach zwischen dem Eis und der linken Seitenmoräne; er hatte am Thalende eine so tiefe und steilwandige Schlucht eingegraben, dass dort die Moräne vom Eise fast ganz abgetrennt war. Nur einzelne Eisbrücken führten hinüber, von denen man das sehr trübe, braun gefärbte Wasser in der Tiefe tosen sah. Es umströmte dann das Ende der Seitenmoräne und teilte sich neben der Zunge in viele Arme zwischen den Schottern; im Winter war es vollständig ausgefroren, nachdem es, in seinen bisherigen Wegen durch Gefrieren gehemmt, die Schotterdecke weit und breit überquollen hatte.

Der kräftigste Bach des Sermiarsut strömte in der deltaförmigen Erweiterung der Mittelmoräne; er entstand aus vielen Zweigen, die sich vereinten und wieder trennten, um schliesslich als ein kräftiger Bach durch die Schottern tosend das


Hochlandeis der Halbinsel Nugsuak
Ursprungsgebiet des Sermiarsut-Gletschers
Basaltmoräne
Südmassiv
Eisscharte
Schneekuppe 1620
Kome-Gletscher
Unterer Rand der Eiskuppe des Gipfels
Vereinzelte Schneefelder
Schneegrenze
Sarfarfik-Gletscher
Mato
Sedimentäre Schichten mit Trappgängen
Abhang des Kilertinguak
Thaleis
Zeltplatz
1. Fundstätte
2. Fundstätte für Versteinerungen
Delta
UMANAK - FJORD
N (missw.)
Karte der Küstengletscher von KOME UND SARFARFIK.
Aufgenommen und entworfen von Dr. Erich von Drygalski 1892/93.
Maasstab 1 : 100 000.
Kilometer
Höhen in Metern
Moränen
Spalten
G. = Gneiss
T. = Trapp
Der rote Pfeil giebt die Bewegungsrichtung, die rote Zahl daneben die Geschwindigkeit in 24 Stunden in Metern ausgedrückt.

Meer zu erreichen. Er führte so reichlichen Schlick und Lehm mit, dass der Fjord in weitem Umkreis um die Mündung eine braune Färbung besass, die sich je nach der Windrichtung nach der einen oder der anderen Seite ausdehnte, aber überall am äusseren Rande verhältnismässig scharf gegen das grüne oder blaue Fjordwasser abgegrenzt war. Im Umkreis um die Mündung des Baches und die Zunge des Gletschers lag stets eine grössere Anzahl von Eisbergen fest, woraus hervorging, dass der Fjord dort durch ein starkes Schuttdelta verflacht ist.

Ausser den stärkeren Bächen rieseln zahlreiche flache Wasserfäden unstät über die Oberflächen der Gletscher, säubern sie von dem Winterschnee, so dass derselbe im August auch auf den oberen Stauböden ganz verschwunden war, und bilden den buckligen, welligen Charakter, den ich schon beim Inlandeise geschildert habe. Von der Steilwand der Zunge strömten die Bäche im Sommer allseitig nieder und umgürteten dieselbe im Frühjahr, als sie zu tropfen begannen, mit einem Kranz von mächtigen Eiszapfen, die infolge der Trübung, welche auch die Oberflächenbäche besitzen, eine bräunliche Färbung hatten. Aus einem Loch in der Mitte der Steilwand der Asakak-Zunge fiel im August 1893 ein Strahl herab, der eine wechselnde Stärke besass. In wenigen Sekunden wurde er ganz schwach und dann wieder stark, ohne dass eine bestimmte Periode des Wechsels bestand; es schien, als ob sein Kanal im Eise abwechselnd verstopft und geöffnet würde.

Kome, Sarfarfik, Ujarartorsuak.

Die Gletscher von Kome und Sarfarfik (Karte 8) enden dort, wo die Gneissfelsen vom Fjord zurückzutreten beginnen und den trappbedeckten, sedimentären Abhängen weichen. Sie treten mit den jüngeren geologischen Formationen in stärkere Berührung, als der Asakak und der Sermiarsut, und sind deshalb Übergangsbildungen zwischen dem ausgeprägten norwegischen Gletschertypus des Gneisslandes und dem alpinen Typus des Trapplandes, zu welchem letzteren die Ujarartorsuak-Gletscher gehören. Der veränderte Charakter zeigt sich in erster Linie in der Art der Ernährung, welche schon beim Kome-Gletscher fast ausschliesslich im Hintergrunde erfolgt, und nicht mehr ausserdem im Laufe der Gletscher durch eine Reihe kräftiger Nebengletscher, die von hohen Thalwänden herabsteigen.

Der Hintergrund des Kome-Gletschers liegt im Trappland und ist in eine Reihe von Nischen und Scharten gegliedert, in welchen mässig geneigte Gletscher zum Thal herabkommen. Dieselben werden teilweise durch Felsengrate von einander getrennt, welche nicht, wie beim Asakak, nur mit schmalen Kanten oder Spitzen aus einem Eishang hervorragen, sondern in grösserer Länge sichtbar sind und deshalb eine deutlichere Gliederung schaffen. Es dürfte nicht schwierig sein, längs derselben das Hochlandeis zu ersteigen, welches den Thalhintergrund im ganzen Umkreis bedeckt, obgleich dessen Höhen noch erheblich über den obersten Thalboden aufsteigen.

Die rechte Seite des Kome-Gletschers wird fast bis zum Ende von einer steilen Gneisswand begleitet, die linke nur bis zur Mitte des Gletschers; dann beginnt hier der sedimentäre Abhang, der sich an die Schneekuppe anlehnt. Derselbe wird von drei Nebenthälern durchrissen, von denen die beiden oberen bis in den unten lagernden Gneiss hindurchschneiden, und die alle drei von Bächen durchströmt sind; doch weder in ihnen, noch von der steilen Ostwand der Schneekuppe selbst kommt ein Nebengletscher zum Hauptthal herab. Erst aus der Eisscharte zwischen der Schneekuppe und dem höheren Südmassiv steigt ein Nährarm des Kome-Gletschers zum Hintergrunde des Thals herunter, welcher sich aus der Nordseite des Eismantels, der das Südmassiv umhüllt, entwickelt.

Die Gneisswand zur rechten des Thals hat einen Nebengletscher, welcher etwa gegenüber der Stelle, wo die linke Gneisswand endet, vom Hochlandeise herabströmt. Das letztere erstreckt sich auf der Höhe noch weiter nördlich gegen den Fjord hin, ohne aber einen neuen Ausweg zum Kome-Thal zu finden; es ist auf die Vertiefungen des Plateaus beschränkt. Der erwähnte Nebengletscher steigt in einer Scharte der Gneisswand mit steilem Gefälle herunter und endet unten in einem Delta von Schutteis, welches durch den Strom des Hauptgletschers ein wenig thalabwärts abgelenkt ist. Einen erheblichen Zuwachs von Masse liefert auch dieser Seitenarm nicht.

Infolge dieser Verhältnisse kann sich der Kome-Gletscher ohne Störungen entwickeln, zumal das Gneissthal, welches an den Hintergrund anschliesst, breit ist und das Eis nicht wesentlich einengt. Er hat von dort her, wo sich die Nährarme vereinen, eine gleichmässige, geringe Neigung bis zum Ende der linken Gneisswand, wo seine Oberfläche eine Höhe von etwa 600 m besitzt. Hier kommt eine Unterbrechung des ruhigen Stroms durch zwei Buckel, von denen der eine an der linken Seite, der andere etwas weiter thalab an der rechten gelegen ist; das Eis fällt mit steilerer Neigung von diesen Buckeln herab, ordnet sich aber unterhalb bald wieder zu einem mässig geneigten, ruhigen Strom, der nun bis zum Ende hin anhält. Nur die letzte Wölbung der Zunge ist steiler, und der Abschluss vorne ist eine senkrechte Eiswand, welche eine Höhe von 30 bis 40 m besitzt.

Der Boden, auf welchem der Gletscher endigt, hat eine Meereshöhe von 188 m und liegt über 2 Kilometer vom Ufer entfernt. Die Höhe des sedimentären Abhangs zur linken Seite der Zunge ist etwa 230 m; sie liegt also nur wenig über dem Boden des Thals. Immerhin bildet der Abhang hier und trotz fortschreitender Senkung fast bis zum Meer für das Thal eine Grenzwand, so dass das Eis keinen Raum zur Verbreiterung hat. Der Gletscher verschmälert sich gegen das Ende hin, und seine Zunge hat eine nur geringe Breite.

Dem ruhigen Strom des Gletschers entspricht die gleichmässige Verteilung der Spalten, welche sich in dem langen oberen Teil fast in regelmässigen Abständen folgen, jedoch so wenig zahlreich und breit sind, dass sie für die Begehung des Gletschers kaum eine Schwierigkeit bieten; ihre Richtung weicht von der Querrichtung des Gletschers ab, indem sie mit der Richtung des Thalrandes, in dessen

Nähe sie liegen, abwärts gesehen, ein wenig konvergiert. Nur in den beiden Buckeln der Eisoberfläche werden sie dicht gedrängt, klaffend und tief, um sich unterhalb davon wieder zu ordnen und in eine immer stärkere Konvergenz zu den Thalrändern überzugehen, so dass sie in der Zunge vollkommen radial gestellt sind. Auch die Blaubänder haben einen gleichmässigen Verlauf, der meistenteils der Längsrichtung des Gletschers folgt.

Die andere Verteilung der Ernährung äussert sich beim Kome-Gletscher vorzugsweise in dem Auftreten und der grösseren Ausdehnung der Moränen. Der Unterschied gegen den Sermiarsut und den Asakak besteht darin, dass die Mittelmoränen beim Kome-Gletscher fast vom Hintergrunde an zusammenhängende und nicht unbedeutende Steinwälle bilden, während sie bei jenen erst in der Mitte oder den unteren Teilen aus dem Eise emportauchen. Der Grund dieses Unterschiedes ist der, dass der Thalhintergrund des Kome-Gletschers von vornherein deutlich gegliedert und die Masse des Nährmaterials deshalb nicht so mächtig ist, um alle Beimengungen im Hauptthal zu überquellen und zu verdecken. Die Folge des Unterschiedes liegt in der Entwickelung der Gletscherbäche und dadurch mittelbar in der Ausdehnung und Entwickelung der Gletscher.

Der Kome-Gletscher besitzt schon beim Beginn des Hauptthals drei Mittel- und zwei Seitenmoränen, welche im Laufe des Gletschers immer breiter und stärker werden; dazu tritt auf dem Eisstreifen neben der rechten Seitenmoräne eine schwache, doch reihenförmig angeordnete Steinstreuung, die sich erst gegen das Ende des Gletschers hin zu einer vierten Mittelmoräne entwickelt. Nächst dieser ist die rechte Mittelmoräne in den oberen Teilen des Thals die schwächste und besteht vorzugsweise aus Basalt. Die mittlere hat schon beim Beginn des Gneissthals eine Breite von mindestens 50 m und dehnt sich thalab noch mehr aus. Ihre Oberfläche war flach und im August stellenweise versumpft: sie enthält reichlich Basalt, hauptsächlich aber Gneissblöcke. Die linke Mittelmoräne ist oben etwas weniger breit und besteht, wie die mittlere, vorzugsweise aus Gneiss.

Diese Mittelmoränen, welche die Eisoberfläche in den oberen Teilen trotz ihrer Breite nicht bedeutend überragen, gehen von den Felsen aus, die den Hintergrund gliedern, und schaffen ihrerseits eine Gliederung des Gletschers in fünf Längsstreifen, welche bis zu den Buckeln der Oberfläche anhält. Mit dem Abfall von diesen Buckeln verschwinden die beiden linken Eisstreifen im Schutt der allmählich an Breite stark gewachsenen beiden linken Mittelmoränen; diese selbst werden dadurch mit der linken Seitenmoräne zu einem mächtigen Streifen von Schutteis vereinigt, welcher nur noch auf seiner Oberfläche durch Längsfurchen die ursprüngliche Gliederung fortsetzt und die Eisoberfläche daneben hoch überragt. Die drei rechten Eisstreifen bleiben noch eine Strecke bestehen, bis auch die sie trennenden Moränen soweit an Breite und Höhe gewachsen sind, dass sie mit einander und mit den Seitenmoränen verschmelzen. In der Wölbung der Zunge hat der Gletscher an der Oberfläche das Aussehen eines Schuttstroms.

Während beim Asakak und Sermiarsut die Mittelmoränen erst so spät auftreten, dass die Eiszungen von ihnen nur gespalten erscheinen, wird das Ende des Kome-Gletschers durch Moränen vollkommen bedeckt. Der ganze Gletscher unterliegt dem Vorgange, welcher sich bei den anderen auf den rechten Seiten vollzieht; durch das Absterben der Bewegung im eigenen Schutt werden diese zu einer Änderung der Stromrichtung gezwungen und nach links abgedrängt, jener in seiner ganzen Breite im Vorschreiten gehemmt.

Die Seitenmoränen des Kome-Gletschers entwickeln sich aus Steinstreuungen, welche in den oberen Teilen die seitlichen Wölbungen des Eises bedecken; neben dem Eisrand gehen hin und wieder auch kurze und niedrige Steinwälle, welche ganz vom Gletscher abgetrennt sind. Die Schuttführung der linken Seite ist schon oberhalb der Eisbuckel sehr beträchtlich, so dass der Randstreifen stellenweise nur noch aus einer geschichteten oder ungeschichteten Packung von Blöcken und Lehm besteht. Die Spalten, welche hier hineinreichen, sind stark erweitert und bilden klaffende Schründe mit schmutzdurchsetzten Wänden; der Seitenbach hat sich eine tiefe Schlucht gegraben und Teile, die aus lehmigem und steinigem Eis oder nur aus Blöcken bestehen, vom Gletscher getrennt. Bei der grösseren Ruhe, welche diese stark mit Schutt durchmengten Teile des Randstreifens unterliegen, hat die Wasserthätigkeit durch Erweiterung der Spalten und Ausgrabung der Bachrinnen eine längere und deshalb kräftigere Wirksamkeit entfalten können.

Unterhalb der Spaltenbuckel, wo sich die beiden Mittelmoränen mit der linken Seitenmoräne vereint haben, entsteht durch die Durchkreuzung der Längsfurchen, welche zwischen den Moränen verlaufen, mit den erweiterten Schründen ein breites und wildes Schuttlabyrinth, in dem man aber überall noch den Eiskern sieht. Teile desselben sind auch hier durch Bäche abgetrennt und verlaufen als Ufermoränen neben dem Gletscher, während die mit diesem zusammenhängenden Seitenmoränen nach rechts und links steile Schutthänge bilden. An beiden Seiten ziehen etwa 10 m hohe Steinwälle, die einen Eiskern enthalten, eine kurze Strecke über das Ende der eigentlichen Gletscherzunge hinaus. Diese wird durch die Gletscherbäche besonders kräftig zerstört, und auch die Moränen daneben sind nur durch das Einschneiden der Bäche von ihr getrennt (Tafel 39).

Das Material der Seitenmoränen besteht, wie das der Mittelmoränen, aus Gneiss und Basalt. Zwischen und auf den Blöcken liegt Lehm und häufig ein feiner, gelblicher Sand, der bisweilen zu einem leicht zerreibbaren, lösartigen Gestein zusammengebacken ist.

Die vordere Steilwand des Kome-Gletschers ist in der ganzen Höhe geschichtet. Die Schichten haben einen ähnlich wechselvollem Verlauf und Bestand, sind aber noch dichter, als in der Zunge des Asakak. Sie durchsetzen auch die steilen Eiswände und Obelisken (Tafel 39), welche an den Spalten abgelöst sind, bis zur Höhe, so dass man schliessen kann, die Bildung derselben sei in früheren Teilen des Gletschers erfolgt, weil in den Spitzen isolierter Eissäulen zweifellos nicht mehr der genügende Druck herrscht, um Schichten zu bilden, und weil

Jahreslagen in der ganzen Zunge des Gletschers nicht mehr entstehen. Wir sehen also auch hier den Beweis, dass die Schichtung der Zunge das Ergebnis verschiedener früherer Vorgänge ist, unter denen aus den bei Besprechung des Asakak-Gletschers entwickelten Gründen die ursprüngliche Aufschüttung den geringsten, die Druckverteilung den grössten Anteil hat.

Die von Moränenschutt ganz erfüllte linke Seite des Gletschers hat schon in den oberen Teilen des Thals merkwürdige Schichtenbiegungen (Abbildung 34).

Abbildung 34.



Schichtenbiegung in der linken Seite des Kome-Gletschers.

welche eigentümliche, durch die Anreicherung des Schuttes bedingte Stauungen des Druckes und Stockungen der Bewegung verraten. Es ist von Interesse, hieraus zu erkennen, dass auch in den Seiten- und Ufermoränen, welche der Längsrichtung der Gletscher folgen, durch die Kondensation des Schuttes derartig geschichtete und gestauchte Lagen gebildet werden, wie sie den Gletscherenden eigentümlich sind.

Am Boden geht die Schichtung in eine ungeschichtete Blockpackung über, auf welcher der Gletscher liegt. Dieselbe ist durch die Bäche ausgewaschen und verteilt. Sie erfüllt noch das ganze Thal vor der Zunge des Gletschers und baut ein breites Delta in den Fjord hinaus, welches der Gletscherbach in vielen Armen

durchströmt. Dieser selbst führt eine so reichliche Trübung, dass der Fjord im weiten Umkreis um seine Mündung braun gefärbt wird.

Die Gletscherbäche haben auf dem Kome-Gletscher eine besondere Bedeutung, weil sie sich im Anschluss an die reiche Schuttführung der Oberfläche früher und zahlreicher entwickeln, als auf anderen Gletschern. Sie begleiten die Moränen in den Kehlen zwischen Steinen und Eis und erlangen auch neben dem Gletscher an den Seiten eine nicht unbeträchtliche Stärke. Ihr Lauf auf dem Eise ist naturgemäss den gleichen Veränderungen unterworfen, wie bei anderen Gletschern, weil er durch Spalten und Klüfte abgelenkt wird. So verliess z. B. der kräftigste Bach die Gletscherzunge im Juni 1891 in einem Fall, der aus der Höhe der linken Seitenwand kurz vor dem Ende herauskam, während er schon im Juli 1891 etwas weiter zurück dicht über dem Boden links aus dem Eise austrat und in den Jahren 1892 und 1893 am Fusse der rechten Gletscherwand hervorströmte. Verschiedene andere Thore im Eise lehrten, dass er inzwischen noch mehrfach gewechselt hatte. Der Bach, welcher den linken Eisrand vor den Spaltenbuckeln begleitet hatte, verschwand in diesen unter dem Eise, nachdem er durch die beiden ersten linken Seitenbäche verstärkt war, um erst in der Zunge, vereint mit dem Oberflächenbach, wieder zu Tage zu kommen. Zeitweilig muss er an dem Eisbuckel vor der Einmündung des zweiten Nebenbaches aufgestaut gewesen sein, wie niedrige Terrassen in dem Thal des letzteren beweisen. Der Bach des dritten Nebenthals durchquert die Ufermoräne und mündete 1891 in den Oberflächenbach kurz hinter dessen Austritt aus dem Gletscher, um mit diesem vereint zwischen Moräne und Gletscher zu strömen (Tafel 39). 1892 und 1893 verfolgte er denselben Lauf, mündete aber erst vor der Zunge in den Gletscherbach, da dessen Austritt aus dem Eise nun nach der rechten Seite verlegt war.

Die Bäche des Kome-Thals haben eine sehr erhebliche Trübung, und zwar sowohl diejenigen, welche am Boden aus dem Eise austreten, wie der, welcher, von der Oberfläche herkommend, im Juni 1891 hoch über dem Boden den Gletscher verliess, und der, welcher das dritte Nebenthal durchströmte und überhaupt keine Beziehung zum Eise besessen hatte. Die leicht zerstörbaren und zu Pulver zerfallenden gelbgrauen Schiefer und Sandsteine, welche an der linken Seite des Hauptthals anstehen, erklären die Trübung und auch den erwähnten lösartigen Staub auf der Oberfläche des Gletschers.

Es ist bemerkenswert, dass die Trübung im Winter abnimmt und fast vollkommen verschwindet. Das Thaleis, welches in jedem Winter bis zu einer Mächtigkeit von 5 m und mehr vor dem Gletscherende entsteht, ist in den untersten Teilen schmutzig braun gefärbt und wird in den oberen klar; auch der Gletscherbach, der das Thaleis dadurch bildet, dass er zwischen den Schottern von unten nach oben ausfriert und zuerst die Tiefenzüge und dann die Schotterrücken mit Eis überschwemmt, aber selbst immer nachquillt und nie vollkommen versiegt, rieselt in dünnen Wasserfäden auf der selbst gebildeten Eisüberschwemmung mit einer Klarheit, wie er sie im Sommer niemals besitzt.



E. v. Drygalski phot.

Bachrinne zwischen der linken Ufermoräne und der geschichteten Zunge des Kome-Gletschers.

23. August 1892.

Der Grund dieser Veränderung ist teilweise der, dass der Bach durch die Stockungen, die ihm sein eigenes Eis bereitet, an Geschwindigkeit, Menge und deshalb auch an Transportkraft verliert. Dieses würde aber den Wechsel nicht vollständig erklären, weil das Wasser immerhin noch so lebhaft fliesst, dass seine Transportkraft zur Fortschaffung der milchigen Trübung genügt. Der Wechsel muss deshalb auch darin begründet sein, dass im Winter weniger Trübung erzeugt wird.

Beim Gletscherbach liegt dafür keine Veranlassung vor, weil er den ganzen Winter nicht in Ruhe kommt und die Gletscherbewegung nicht aufhört; der Nebenbach aber, der sehr viel Trübung mitbrachte, erstarrt vollkommen, und auch das Gestein seiner Umgebung friert so hart zusammen, dass es wenig Staub zu liefern vermag. Von dieser Seite wird daher die Trübung erheblich beschränkt.

Ich habe den Anteil, welchen der Nebenbach und der Gletscherbach im Sommer an der Trübung haben, nicht zahlenmässig festgestellt. Aber die grosse Abnahme der Trübung in der Zeit, wo die Thätigkeit des ersteren aufhört und nur die des letzteren bestehen bleibt, ist auffällig und scheint darauf zu deuten, dass der Gletscher selbst an der Trübung einen verhältnismässig geringen Anteil hat, und dass die Berührung der Bäche mit den leicht zerstörbaren Sandsteinen und Schiefern wichtiger ist; denn der Nebenbach hat mit dem Eise in keiner Beziehung gestanden. Diese Thatsache ist für die Beurteilung der erodierenden Thätigkeit der Gletscher nicht ohne Bedeutung, jedoch darf man sie nur mit Vorsicht verallgemeinern; denn die Bäche der Gletscher im Gneissland daneben haben ebenfalls eine starke Trübung, welche sie bei der Unangreifbarkeit der Gneissfelsen zweifellos hauptsächlich von den Moränen erlangt haben werden. Wenn also im Kome-Thal bei der Entstehung der Bachtrübung der Einfluss des Gletschers hinter den des fliessenden Wassers zurücktritt, beweist das noch nicht, dass er vollständig fehlt.

Der Sarfarfik-Gletscher (Karte 8), welcher westlich vom Kome-Thal liegt, hat ein weit verzweigtes Nährgebiet und reicht tiefer in das Land zurück, als die bisher behandelten Gletscher, weil die Auflösung der Halbinsel, welche mit dem Zurücktreten der Gneissfelsen vom Meer am Kome-Thal beginnt, beim Sarfartik schon merklich gesteigert ist. Sein unterer Lauf liegt zwischen der Schneekuppe (1620 m) und dem Kilertinguak (1980 m), von denen die erstere ein runder Gneissgipfel, der letztere ein scharfer Trappgrat ist, an den sich im Norden die jungen Sedimente anlehnen, um sanft zum Fjord geneigte Gehänge zu bilden. Die höchsten Erhebungen beider liegen auch nicht unmittelbar neben dem Gletscher, sondern weiter zurück; ihre Abhänge zum Sarfarfik sind durch Sedimente verkleidet und deshalb weniger schroff und steil, als die Abhänge der Thäler des Gneisslandes.

Im Süden der Schneekuppe liegt der hohe Gipfel des Südmassivs, welcher von jener nur durch die mehrfach erwähnte Eisscharte getrennt wird. Im Süden des Kilertinguak liegt eine Reihe hoher und schroffer Berge, welche von tiefen, gletschererfüllten Thälern getrennt sind; der östlichste davon ist jener mächtige Klotz, Mato, welcher das Nährgebiet des Sarfarfik in zwei Hälften teilt und das

Hauptthal dieses Gletschers im Hintergrund sperrt (Tafel 40). Von dem Hochlandeis, welches sich in den Vertiefungen seiner Oberfläche gesammelt hat, kommt ein steiler Gletscher gerade zu dem Vereinigungspunkt der übrigen Nährarme des Hauptgletschers hinab.

Solcher Nährarme giebt es beim Sarfartik im ganzen elf, die man bis in die Zunge hinein unterscheiden kann; wie viel ausserdem vorhanden waren und im Laufe des Gletschers im Schutt verschwanden, kann ich nicht angeben, weil ich den Gletscher nicht begangen habe. Der Umstand aber, dass sich elf einzelne Gletscher, durch Moränen getrennt, bis in die Zunge erhalten, spricht dafür, dass die Ernährung vom Hintergrunde her ähnlich gleichmässig erfolgt, wie beim Gletscher von Kome.

Von den elf Nährarmen kommen fünf rechts, fünf links von dem Felsklotz Mato hervor, einer strömt von diesem selbst herab. Jede der beiden Gruppen ist vereint, bevor sie sich treffen. Von der rechten Gruppe kommen die beiden am meisten rechts gelegenen Gletscher von dem Eismantel her, welcher das Südmassiv umhüllt, und zwar der eine aus derselben Eisscharte, von der das Eis nach der anderen Seite zum Kome-Thal abströmt. Der am meisten links gelegene der rechten Gruppe scheint an der Südseite des Mato-Massivs zu entstehen. Die beiden anderen entstehen noch weiter im Innern der Halbinsel. Von der linken Gruppe kommen die vier rechten Arme zwischen den Felsklötzen hervor, welche südlich des Kilertinguak liegen, und nur der am meisten links gelegene entsteht an der Südseite dieses Trappgrates selbst. Die Vereinigungsstellen dieser fünf Arme liegen schon ganz in der Tiefe, so dass das Land im Gebiet des Sarfartik überaus weit von tief geschnittenen Thälern durchsetzt ist. Die Anfänge der Gletscher der linken Gruppe habe ich nicht gesehen; die der rechten sind stark geneigt, doch nicht übermässig steil.

Die Moränen, welche die einzelnen Arme trennen, erscheinen von vornherein kräftig und breit; neben ihnen waren auf den Eisarmen der linken Gruppe braune Streifen zu sehen, die derselben Richtung folgten. Nach der Vereinigung der beiden Gruppen gewinnen die Moränen an Raum, und die Zunge des Sarfartik ist, wie die des Kome-Gletschers, von einer zusammenhängenden Schutthülle bedeckt (Tafel 40). Ihr Ende liegt noch in beträchtlichem Abstand vom Meer entfernt.

Auf den Sarfartik folgt gegen Westen der Gletscher von Kaersok, den ich nur vom Meer gesehen habe, und dann die Ujarartorsuak-Gletscher, die ich im Juni 1891 besuchte und danach beschrieb.[1] Sie entstehen in einem Trappland, welches in drei steile Rücken aufgelöst ist, die einen gegen den Fjord geöffneten Halbkreis umschliessen, und strömen in den Erosionsrinnen eines sedimentären Abhangs, der sich in dem Halbkreis zum Meer abdacht, mit mässiger Neigung hinab, um noch weit und hoch über dem Meer zu enden. Bei ihnen ist der Übergang zwischen dem Nährgebiet und dem Abflussgebiet nicht ein steiler und

[1] Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, 1892. S. 48ff.



E. v. Drygalski phot.

Der Sarfarfik-Gletscher.

10. August 1893.

unvermittelter Sturz, wie bei den Gletschern des Gneisslandes, sondern mehr ein allmählicher und gleichmässiger Strom (Abbildung 35). Der linke Gletscher teilt sich auf dem sedimentären Abhang in zwei Arme, die in wenig eingetieften Thalrinnen rechtwinklig von einander fortströmen.

Die Ujarartorsuak-Gletscher sind nicht so mächtig und lang, wie die weiter östlich gelegenen, welche ich bisher besprach. Der Grund ist der, dass ihr Nährgebiet aufgelöst und auf Scharten und Mulden verteilt ist und nicht, wie bei den anderen, weite Hochflächen bedeckt. Ihre Oberfläche hat keine zusammenhängenden Moränen, aber zerstreute Schuttansammlungen, einzelne Blöcke und reichlichen Staub.

Abbildung 35.



Die Ujarartorsuak-Gletscher.

Die Zunge des rechten Armes im linken Ujarartorsuak-Gletscher endigt in einer geschichteten Packung von Steinen und Lehm, welche in einer nur geringen Masse von Eis eingebettet sind. Davon führt ein Hang mit mittlerer Neigung etwa 100 m zum Boden des Thals hinab, der von den oben ausbrechenden und herabgleitenden Blöcken ganz glatt geschliffen, poliert und geschrammt ist. Da er aus einem harten Gemenge von Lehm und Eis besteht, hat er sicher ursprünglich zum Gletscher gehört, während er nun die tote Unterlage bildet, auf welcher die aus den oberen, noch beweglichen Teilen des Gletschers ausbrechenden Blöcke hinabgleiten, um unten eine Halde zu bilden (Tafel 41).

Die Schichten der Gletscherzunge verlaufen nicht parallel zur Unterlage, wie sie es, von den Störungen abgesehen, bei anderen Gletschern und auch in dem linken Arm dieses linken Ujarartorsuak-Gletschers thun, sondern biegen sich vom

Boden zur Oberflächenwölbung empor, so dass sie thalabwärts konvex gekrümmt sind. Ich sehe den Grund dieser Abweichung darin, dass der Gletscher vor sich in der eigenen, im Schutt erstickenden Zunge, zu welcher die Rutschfläche und die Steinpackung auf ihrer Höhe gehört, ein Hindernis für seine Bewegung findet, gegen welches die nachströmende Eismasse drückt. Die Schichtung, welche durch Druck entsteht, muss sich deshalb mit ihrer Flächenausbildung gegen dieses Hindernis wenden und thalabwärts konvex zur Oberfläche emporkrümmen, während sie sonst, wo das Hindernis fehlt, sich parallel zum Boden stellt, auf dem der Gletscher lastet. So lässt sich dieser abweichende Verlauf der Gletscherschichten durch denselben Vorgang erklären, wie der sonst beobachtete. Schichtenstörungen, wie sie beim linken Arm des Gletschers in einer Mandelbildung vorliegen, wären in gleicher Weise, wie beim Asakak, durch den noch nicht erfolgten Ausgleich früher mit einander verbundener Schichtungsgruppen zu verstehen.

Die Art, wie der rechte Arm des linken Ujarartorsuak-Gletschers im Schutte abstirbt, ist vollständiger, als bei den bisher besprochenen Gletschern, aber der Vorgang ist in allen Fällen der gleiche: der Schutt wird zusammengedrängt, und das Ende verliert seine Bewegungsfähigkeit dadurch, dass das Eis in den fremden Beimengungen, welche die Moränen geliefert haben, verschwindet. Dieser Vorgang zeigte sich bei dem Sermiarsut und dem Asakak nur an den rechten Seiten, aber dort in der ganzen Dicke, beim Kome-Gletscher und beim Sarfarfik in der ganzen Breite, aber nur in einzelnen Lagen der Dicke. Bei jenen war somit noch Überschuss von Eismaterial an der linken Seite, bei diesen in den höheren Lagen vorhanden; der Ujarartorsuak endet jedoch in seiner ganzen Breite und Dicke im Schutt.

Wo dieses der Fall ist, ist das Ende des Gletschers nur durch die Verdichtung des Schuttes bedingt, weil die Bewegung des Eises darin erstickt; in den anderen Fällen kommen weitere Momente hinzu. So ist beim Kome-Gletscher in der Zunge, von den untersten Lagen abgesehen, noch soviel Eismaterial vorhanden, dass ein weiteres Vorschreiten möglich wäre; denn der Gletscher endet in einer Steilwand, in welcher Schutt und Eislagen wechseln, und nicht in einer kondensierten Schuttpackung, welche die Bewegung hindert. Hier bestimmen die Bäche das Ende, indem sie die Steilwand unterspülen und den Niederbruch ganzer Eiswände und Säulen bewirken, welche sie in dem zerkleinerten Zustand nach dem Fall schneller auflösen und fortführen können. Sie vollenden das Werk der Zerstörung, welches sie im Anschluss an die vielen Moränen schon im Laufe des ganzen Gletschers wirksam geübt haben, indem sie durch Vernichtung von Eismaterial in den oberen Teilen die Zufuhr beschränkten und das Ende vorbereiteten.

Beim Sermiarsut erstirbt nur die rechte Seite im Schutt, während die anderen Teile des Querschnittes sich weiter bewegen. Da der abgestorbene Teil durch die dauernde Zufuhr neuer Schuttmengen wächst und nach links an Ausdehnung gewinnt, wird der Strom des Eises nach dieser Seite abgedrängt. Er endet dann teils in der Berührung mit dem Meer, welches das Eis unterspült und eine Steilwand bildet, teils reicht er soweit, als ihn die Zufuhr von Nährmaterial zu unter-



E. v. Drygalski phot.

Rutschfläche vor dem Ende des rechten Arms des linken Ujarartorsuak-Gletschers.

28. Juni 1891.

halten vermag. Das letztere ist in der linken Hälfte der Fall, wo die Zunge in einer Eiswölbung ausläuft, die durch den Kampf zwischen dem Ersatz von oben und der Abschmelzung von unten, also im Kampf mit dem Klima entsteht; kein besonderer äusserer Eingriff, weder Schutt noch Wasser, bewirken hier einen vorzeitigen Abschluss.

Der Asakak hat früher auch eine Periode gehabt, wo die Bewegung der Zunge im eigenen Schutt verschwand; ich komme auf die Oscillationen der Länge dieses Gletschers in dem nächsten Kapitel zurück. Dann kam eine plötzliche, massenhafte neue Zufuhr von Nährmaterial, vermutlich durch den Niederbruch des Hochlandeises an der hinteren Thalwand (Tafel 37), welche den Schutt der Zunge überwältigte und überströmte. Nach allen Richtungen quoll die Eismasse danach aus dem Thal hervor und findet auch heute weder durch Schutt, noch durch Bäche, noch durch die gewöhnliche Abschmelzung, die das Klima bedingt, eine bestimmte Schranke, sondern stösst auch heute noch vor. Die Steilwand der Zunge enthält neben reichlichem Schutt sehr reichliches Eismaterial, und ein Gleichgewicht, welches das Ende erzwingt, ist bei diesem Gletscher noch nicht vorhanden. Es ist möglich, dass der Vorstoss enden wird, wenn der Asakak das Meer erreicht hat, von dem er im Jahr 1893 nur noch wenige Schritte entfernt war.

So sind die Ausdehnungen der verschiedenen Gletscher durch verschiedene Momente bedingt; neben den gewöhnlichen klimatischen Faktoren, die das Eis zerstören, wirken Bäche und Schutt, welche die Wirkung der ersteren stellenweise überflügeln. Die Abnahme des Gletscher-Phänomens auf der Halbinsel Nugsuak von Osten nach Westen ist deshalb nicht ausschliesslich durch die Höhenverhältnisse bedingt und auch nicht allein durch das Klima, da die reicheren Niederschläge im Westen dort im Gegenteil eine Steigerung des Phänomens hervorbringen müssten, sondern wesentlich durch die Landformen, in denen die Gletscher liegen, da diese für die Masse der Schuttführung und dadurch indirekt auch für die Wirksamkeit der Bäche maassgebend sind.

Dreizehntes Kapitel.

Die Bewegung der Küstengletscher.

Um die Bewegungsverhältnisse der Küstengletscher zu messen, konnte ich die am Grossen Karajak und den anderen Inlandeisströmen angewandte Methode 2 (Kapitel VIII) nicht konsequent zur Anwendung bringen. Bei der Höhe und Steilheit der Thalwände fehlte es an einem passenden und gut erreichbaren Ort für die Basis, und wenn ein solcher vorhanden war, wie an dem linken Ufer des Gletschers von Kome, fehlte es auf dem Eis an markanten Punkten, die man einstellen und wiederholt beobachten konnte. Da die Begehung der Gletscher wenig Schwierigkeiten bot, hätte man die Punkte durch Einsetzen von Bambusstangen oder Errichtung von Steinpyramiden schaffen können. Doch diese Auskunft, die ich gelegentlich benutzte, half nur in beschränktem Umfang, weil Bambusstangen auf grosse Entfernungen nicht zu sehen sind und es sich bei der Beobachtung von einer an oder auf den Thalwänden gelegenen Basis um grosse Entfernungen gehandelt hätte, und weil Steinpyramiden auf Eisoberflächen keinen Bestand haben. Markante Eisspitzen, wie sie auf den Inlandeisströmen beobachtet wurden, fehlen auf den Küstengletschern, weil diese eine viel geringere Bewegung besitzen.

Anstatt dessen hatte ich anfangs geplant, auf den Küstengletschern mit den Messungen ähnlich, wie auf dem Inlandeis, also nach Methode 1 und 4 (Kapitel VIII), vorzugehen oder Triangulationen durchzuführen, die bei den geringen Schwierigkeiten, welche die Begehung bot, auch möglich gewesen wären. Ich gab diese Absicht aber auf, weil die Ausführung viel Zeit gekostet und dadurch wichtigere Arbeiten auf dem Inlandeise verhindert hätte, und beschloss zur Ermittelung der Bewegungsverhältnisse nur die Einrichtungen und Messungen vorzunehmen, welche jeweilig bei Gelegenheit der Begehung der Gletscher nach Ort und Zeit möglich erschienen. So sind an der einen Stelle, nach dem Vorbild der Vermessungsarbeiten am Rhone-Gletscher, Steinreihen quer über den Gletscher gezogen, an der anderen, wo bestimmte Landfixpunkte sichtbar waren, einzelne Punkte durch Rückwärtseinschneiden bestimmt, noch an anderer Stelle ist auch von Basispunkten am Ufer gemessen geworden. Ich werde die Resultate, die sich daraus ergeben haben, im folgenden zusammenfassen.

Die Bewegung des Asakak-Gletschers.

Beim Asakak ist die Bewegung der aus dem engen Gneissthal herausquellenden, breiten Zunge beobachtet worden, und zwar erstens durch Messungen von den Endpunkten einer Basis aus und zweitens durch Markierung von Punkten vor dem vorderen Ende der Gletscherzunge selbst.

Was die ersteren betrifft, so ist die Basis durch folgende Zahlen bestimmt:

Basis *A B*, Länge	:	249 m
Basispunkt *A*, Meereshöhe	:	47 m
„ *B*, „	:	40 m.

Die Basis lag auf den niedrigen Felshügeln, mit welchen der Rücken, der die beiden Gletscher trennt (Karte 7), in das Meer verläuft, und war halbquer zum Ufer, also auch zu den Gletscherzungen gerichtet, derart, dass der Endpunkt *B* näher am Meer lag, als *A*. Die oben angegebenen Höhen der Basisendpunkte sind aus je vier Aneroidbestimmungen abgeleitet worden. Durch trigonometrische Vor- und Rückmessung ist die Höhendifferenz der beiden Punkte direkt zu 7,9 beziehungsweise 8,1, also im Mittel zu 8 m bestimmt, was von der Differenz der Aneroidhöhen nur um 1 m abweicht.

Es empfahl sich aus äusseren Gründen neben der Basis noch eine zweite Linie abzumessen, welche durch folgende Zahlen bestimmt ist:

Linie *A′B′*, Länge	:	230,6 m
Endpunkt *A′*, Meereshöhe	:	50,5 m
„ *B′*, „	:	36,3 m
Koordinaten: $x_{A'}$	:	+ 13,3 m
„ $y_{A'}$	:	+ 35,4 m
„ $x_{B'}$	:	+ 243,9 m
„ $y_{B'}$	:	+ 36,2 m.

Die Meereshöhen von *A′* und *B′* sind wieder durch je vier Aneroidmessungen bestimmt worden. Die Koordinaten $x\,y$ beziehen sich auf die Basis *A B* und zwar derart, dass der Anfangspunkt mit *A* und die positive x Achse mit der Richtung *A B* zusammenfällt, während die positive y Richtung senkrecht dazu gegen den Asakak hin verläuft. Wie man aus dem geringen Unterschied der y Koordinaten von *A′* und *B′* erkennt, sind die Linien *A B* und *A′ B′* nahezu parallel. Der Winkel, den sie mit einander bilden, ist

$$\alpha = 0^\circ\ 13'.$$

Bezeichne ich die Koordinaten, welche sich auf die Linie *A′ B′* ebenso beziehen, wie x und y auf *A B*, mit x' und y', so erhalte ich die Beziehung von *A B* auf *A′ B′* auch durch die folgenden Zahlen:

$$x'_A = -13{,}5 \text{ m};\ y'_A = +35{,}3 \text{ m};\ x'_B = -235{,}6 \text{ m};\ y'_B = +36{,}2 \text{ m}.$$

Die allgemeine Beziehung der Koordinaten beider Linien aufeinander lautet:

$$\left.\begin{aligned} x' &= x'_A + x\cos\alpha - y\sin\alpha \\ y' &= y'_A + x\sin\alpha + y\cos\alpha \end{aligned}\right\} \text{ oder } \left\{\begin{aligned} x &= x_{A'} + x'\cos\alpha - y'\sin\alpha \\ y &= y_{A'} + x'\sin\alpha + y'\cos\alpha. \end{aligned}\right.$$

Die Bestimmung von Punkten des Asakak-Gletschers ist nun aus äusseren Gründen teils von den Punkten A und B, teils von A' und B' ausgeführt worden. Mit Hilfe der obigen Angaben lassen sich die in einem Koordinatensystem ausgedrückten Positionen alle unmittelbar auf das andere beziehen. Ich gebe die Ergebnisse für die zu verschiedenen Zeiten bestimmten Positionen desselben Gletscherpunktes im folgenden immer in einem der beiden Systeme, indem ich die von den Endpunkten der dem anderen zu Grunde liegenden Basis gemessenen darauf umgerechnet habe. Bei den verschiedenen Gletscherpunkten aber wechsle ich und wende jedesmal das System an, welches in der Mehrzahl der Fälle verwandt worden ist. Die aus den Positionsdifferenzen der verschiedenen Punkte hergeleiteten Bewegungen bleiben darum natürlich doch mit einander vergleichbar, weil es bei der Intensität der Bewegung nur auf die absolute Strecke ankommt, für welche das verwandte Koordinatensystem gleichgültig ist, da es bei der Bildung der Positionsdifferenzen herausfällt. Auch wird durch die Richtung der Bewegung gegen die beiden Basen nahezu die gleiche absolute Bewegungsrichtung dargestellt, weil die Basen fast parallel sind. Die Höhen sind immer von beiden Basisendpunkten gemessen und dann mit Hilfe der bekannten Meereshöhen dieser auf den Meeresspiegel bezogen worden. Aus den beiden so erhaltenen Werten wurde das Mittel genommen, dessen Abweichung von den Einzelwerten, wie in Kapitel X, eine Kontrole dafür bildet, dass von beiden Basisendpunkten der gleiche Punkt eingestellt ist. Die Abweichungen sind meistens gering.

Die Bewegung des Asakak-Gletschers.

Datum der Positionsbestimmung	Positionen in Metern			Bewegung in Metern zwischen zwei Positionen	Bewegung in Metern in 24 Stunden	Bemerkungen
	x	y	Meereshöhe			
1. IX. 92	− 354	+ 200	134			**Stange I.**
19. IV. 93	− 353	+ 198	132	+ 2,2	+ 0,009	Koordinatensystem $x'y'$.
17. V. 93	− 349	+ 196	131	+ 4,5	+ 0,161	Grosser Unterschied der Geschwindigkeit im Winter
9. VI. 93	− 352	+ 198	131	?	?	und Frühjahr.
19. IV. 93	− 327	+ 235	130			**Stein I.**
17. V. 93	− 323	+ 233	129	+ 4,5	+ 0,161	Koordinatensystem $x'y'$.
9. VI. 93	− 326	+ 235	129	?	?	
19. IV. 93	+ 41	+ 575	86			**Stein III.**
17. V. 93	+ 42	+ 572	86	+ 3,2	+ 0,114	Koordinatensystem $x'y'$.
9. VI. 93	+ 43	+ 574	86	?	?	
31. VIII. 92	− 170	+ 92	46,6			**Stange III.**
8. VIII. 93	− 169	+ 92	45,8	+ 1,0	+ 0,003	Koordinatensystem xy.

Von den eingemessenen Punkten lag Stange I und II in dem Winkel, in welchem die Gletscherzunge um das Ende der linken Seitenmoräne herumquillt, und zwar Stange I auf der Höhe, Stange II am Abhang der Böschung, mit der sich die Oberfläche nach der linken Seite abdacht, um schliesslich in einer etwa 50 m hohen Steilwand abzustürzen. Stein I und II lagen mehr gegen die Mitte der Zunge hin und etwas weiter gletscherabwärts, als die Stangen; Stein III lag auf der Wölbung über der vorderen Steilwand der Zunge. Stange III lag in der linken Seitenwand der Zunge und nur in Mannshöhe über dem Boden; sie gehörte also den untersten Lagen des Gletschers an und nicht der Oberfläche, wie die anderen Punkte.

Von Stange II und Stein II wurde nur je eine brauchbare Positionsbestimmung gewonnen, und zwar am 1. September 1892, beziehungsweise 19. April 1893. Bei den anderen Bestimmungen dieser Punkte ist es nicht sicher, ob von den beiden Basisendpunkten derselbe Punkt eingestellt ist, und desgleichen nicht, ob dieser dem der ersten Messung entspricht. Da sich nun aus je einer sicheren Messung die Bewegung natürlich nicht ableiten lässt, habe ich diese beiden Punkte in der Tabelle garnicht aufgeführt.

Auch die Beobachtungen vom 9. Juni 1893 habe ich nicht zur Ableitung der Bewegung verwandt, weil die Positionen dieses Tages aus dem sonstigen Gang der Bewegung herausfallen und dadurch bekunden, was ich während der Messung vermutete, dass das Instrument an dem Tage nicht sicher gearbeitet hat. Es lag daran, dass die Libelle durch die heftigen Stösse der vorangehenden Schlittenfahrt eine Verschiebung erfahren hatte, welche ich an Ort und Stelle nicht beseitigen konnte. Die Position von Stein III vom 9. Juni 1893 passt allerdings zu den früheren Bestimmungen dieses Punktes; ich habe dieselbe aber ebenfalls bei Ableitung der Bewegung fortgelassen, weil ich nicht sicher weiss, wie bei dieser Messung der Fehler des Instruments eingegangen ist, und weil sie jedenfalls nicht den anderen an Genauigkeit gleicht.

Mit Fortlassung dieser Unsicherheiten erhalten wir für die Zunge des Asakak die Bewegungsgrössen, welche in der Tabelle aufgeführt sind. Die Richtung derselben weicht von der positiven x Richtung, also von der Richtung der Basis, ein wenig im Sinne der negativen y Richtung ab, das heisst, der Gletscher strömt hinter dem Ende der linken Seitenmoräne mit einer Abweichung nach der linken Seite vorwärts, eine Thatsache, die das Aussehen der Gletscherzunge bestätigt, da diese unterhalb des Thalendes nach allen Seiten auseinanderquillt (Abbildung 32). Die Intensität der Bewegung ist bei drei Punkten vom 19. April bis 17. Mai 1893 0,11 bis 0,16 m in 24 Stunden, also ausserordentlich gering im Vergleich mit der heftigen Bewegung in den Enden der Inlandeisströme. Bei Stange I ist sie im Winter noch erheblich geringer gewesen, nämlich vom 1. September 1892 bis zum 19. April 1893 nur 0,009 m in 24 Stunden. Leider liegt für den Winter nur die Messung der Bewegung des einen Punktes vor, so dass der Unterschied der Geschwindigkeit in den verschiedenen Jahreszeiten durch keine Kontrolmessung

bestätigt ist. Obgleich ich keinen Grund habe, an der Richtigkeit des Resultats zu zweifeln, weil die unsicheren Messungen ausgeschieden sind, so wird man doch eine Bestätigung verlangen müssen, da es sich hier um kleine Beträge handelt, die man nicht auf Grund einer einzigen Messung für feststehend halten darf. Ich bemerke, dass K. J. V. Steenstrup's[1] Bestimmungen der Bewegung des Asakak diesen Unterschied nicht zeigen, dass dagegen der von ihm ermittelte absolute Betrag der Geschwindigkeit mit dem von mir für April und Mai gefundenen Wert gut übereinstimmt.

Von besonderem Interesse ist die Bewegung der Stange III, welche einer Gletscherlage angehört, die in der linken Seitenwand nur mannshoch über dem Boden kurz unterhalb des Endes der Seitenmoräne lag. Wie die Tabelle lehrt, ist die Horizontalbewegung hier geringer gewesen, als bei Stange I und Stein I auf der Oberfläche der Wölbung, die auf der Höhe derselben Seitenwand endigt. Die Vertikalbewegung des Punktes besteht nach der trigonometrischen Messung, die in der Tabelle angegeben ist, in einer Senkung um 0,8 m in 342 Tagen, also fast in einem vollen Jahr. Dieselbe ist sicher, weil vom 31. August 1892 zwei und vom 8. August 1893 drei verschiedene Messungen der Höhe der Stange von den beiden Basisendpunkten aus vorliegen und diese den gleichen Unterschied für die Höhe der letzteren ergeben, wie die direkte trigonometrische Messung, nämlich 8 m, während die aneroidische Bestimmung 7 m ergiebt. Die trigonometrische Messung ist naturgemäss sicherer und bestätigt in diesem Falle die Genauigkeit der Höhenmessungen von Stange III.

Ausserdem wurde mit dem Stahlbandmaass die Höhe des Loches, in welchem Stange III in die Eiswand eingesetzt war, über dem Boden am 31. August 1892 zu 1,205 m und am 8. August 1893 zu 0,70 m bestimmt. Auch diese direkte Messung ergiebt mithin eine Senkung um 0,5 m und bestätigt bis auf eine geringe Differenz das durch trigonometrische Messung gewonnene Resultat.

Wir erkennen demnach mit Sicherheit, dass im Verlaufe eines Jahres die untersten Eislagen der Zunge des Asakak, in welchen Stange III stand, etwa um einen halben Meter zusammengesunken sind. Mit der Senkung war eine Horizontalverschiebung verbunden, welche geringer war, als die in demselben Gebiet an der Oberfläche des Gletschers 80 bis 90 m darüber, aber die gleiche Richtung hatte. Die Bewegung der Oberfläche kann deshalb nicht allein auf dem Schwund in den untersten Lagen beruht haben, wohl aber zu einem grossen Teil. Zum anderen Teil kann sie nur durch Verschiebungen über den untersten Lagen zu stande gekommen sein, welche ebenfalls in einem vertikalen Einsinken bestanden haben müssen, weil auch die Gesamtsenkung der Oberfläche bei Stange I den Betrag übersteigt, welcher durch die Senkung unten bei Stange III erklärt wird; dort sind es drei, hier nur ein halber Meter. Da der äussere Schwund der Oberfläche, welcher in der Zunge des Asakak im Jahr 2,25 m beträgt, für die Höhen-

[1] Meddelelser om Grønland IV, S. 87.

messung nicht in Betracht kommt, weil nicht der Fusspunkt, sondern der Wimpel der Stange eingestellt ist, muss die Differenz zwischen den Senkungen oben und unten durch Senkungen in den Zwischenlagen erklärt werden. Wir sehen also hier, wie beim Inlandeis, dass die Horizontalbewegung auf vertikalen Verschiebungen beruht. Jede Lage sinkt etwas in sich zusammen und veranlasst dadurch eine Verschiebung auch in der Horizontalen, wie die Messungen bei Stange III zeigen; die Oberfläche muss passiv den Verschiebungen der darunter befindlichen Lagen folgen und zeigt deshalb die Summe aller Bewegungen, welche zwischen ihr und dem Boden stattfinden.

Wie sich der Einfluss der einzelnen Lagen auf die Gesamtbewegung der Oberfläche auf die Höhenstufen verteilt, ist aus den vorliegenden Zahlen nicht zu erkennen. Nur soviel ist sicher, dass nicht alle Lagen ebenso stark, wie die unterste, beteiligt sein können; denn wenn jede Lage von einem Meter Dicke — so stark war die beobachtete unterste Lage — 0,003 m tägliche Bewegung hätte, so würden wir an der Oberfläche, also 100 m darüber, die Summe aller, nämlich 0,3 m tägliche Bewegung haben, während thatsächlich kaum die Hälfte statthat. Wir sehen also, dass die mittleren Gletscherlagen weniger stark an der Bewegung der Oberfläche beteiligt sein müssen, als die unterste, und dass eine allmähliche Abnahme der Verschiebungen vom Boden zur Oberfläche stattfindet. Welche Lage den absolut grössten Anteil hat, ist aus den Beobachtungen nicht zu entnehmen; da jedoch kein Grund vorliegt, vom Boden an nach oben zuerst eine Steigerung und dann erst eine Abnahme der Verschiebungen anzunehmen, so wird die unterste Lage, welche wir gemessen haben, diejenige sein, welche die relativ stärkste Bewegung hat und am meisten zu der rein passiven Bewegung der Oberfläche beiträgt.

Wir kommen also auch hier bei den Küstengletschern zu demselben Ergebnis, welches wir bei der Bewegung des Inlandeises und des Grossen Karajak-Eisstroms fanden und eingehend begründeten, nur dass bei den letzteren der Eintritt in das Meer gewisse Änderungen bewirkte, welche mit den sonst erkannten Thatsachen in vollem Einklang standen. Die Bewegung der Oberfläche ist passiv; sie beruht auf den Verschiebungen der Lagen zwischen ihr und dem Boden und ist gleich der Summe derselben. In diesen steigert sich die Bewegung von oben nach unten, wenn man die Bewegung jeder Lage für sich betrachtet. Die Horizontalbewegung ist mit vertikalen Verschiebungen verbunden, welche in einem Zusammensinken, einem Schwunde des Eises bestehen. Der Schwund ist die Bedingung für die Bewegung; wie er im einzelnen vor sich geht, zeigt die Schichtung, welche infolge von Neubildungen nach dem Schwunde entsteht und dort am dichtesten ist, wo der stärkste Schwund herrscht, nämlich in den untersten Lagen. Der Schwund besteht in einer Verflüssigung durch Druck, und die Schichtung in einem Neugefrieren unter Druck, wie die Struktur der geschichteten Eislagen lehrt. Mit einem stäten Wechsel zwischen den beiden Aggregat-Zuständen ist die Bewegung des Eises ursächlich verbunden.

Die Bewegung des Sermiarsut-Gletschers.

Um die Bewegung des Sermiarsut-Gletschers festzustellen, hatten wir zwei gefärbte Steinreihen quer über den Gletscher gelegt und deren Lage nach auffälligen Punkten der Thalwände und der weiteren Umgebung bestimmt. Die letzteren sind teils von der Basis Asakak eingemessen worden, deren Bestimmungsgrössen ich in dem Abschnitt über die Bewegung des Asakak-Gletschers mitteilte, teils von der Basis Sermiarsut, welche diesen Gletscher in der Höhe seines dritten, rechten Nebengletschers durchquerte und durch folgende Zahlen bestimmt ist:

Basis Sermiarsut, Länge AB : 478,2 m
Basispunkt A, Meereshöhe : 557,0 m
„ B, „ : 557,0 m.

Der Basispunkt A lag nahe der rechten, B nahe der linken Seite des Gletschers; die Meereshöhen beider sind durch je zwei Aneroidmessungen bestimmt worden.

Auf den Messungen von dieser Grundlinie und von der Basis Asakak beruht die Karte 7, auf welcher auch die zur Festlegung der Steinreihen benutzten Fixpunkte samt ihren Höhen eingetragen sind. Für die Punkte der weiteren Umgebung, welche zur Bestimmung der Steinreihen dienten und die aus dem Rahmen der Karte herausfallen, ist auf dieser noch die Richtung und die Entfernung verzeichnet; es handelt sich dabei hauptsächlich um die Umanak-Klippe, deren Höhe zu 1114,5 m, und um eine scharfe Ecke am Ostende von Stor Ö, deren Höhe zu 1290 m bestimmt ist.

1. Die obere, gelbe Steinreihe.

Ganz in der Nähe der Basis Sermiarsut durchquerte die obere Markenreihe den Gletscher, deren Steine zwischen drei einvisierten Bambusstangen gelegt und mit einer gelben Farbe versehen wurden. Ihre Einrichtung wurde am 27. und 29. August 1892 getroffen und am 4. August 1893, also nach Verlauf von 340 Tagen, revidiert.

Bei der Einrichtung galten für die Markenreihe selbst die folgenden Werte:

Punkt der Reihe	Entfernung vom Ufer		Tiefe des Bohrloches für die Stange
	links	rechts	
Bambusstange C	75 m	525 m	1,82 m
„ B	325	275	1,85 m
rechte Mittelmoräne	500	100	
Bambusstange A	520	80	2,20 m

Zwischen den Bambusstangen sind die gelb angestrichenen Steine gelegt, und zwar in ganz geringen Abständen von einander vom rechten Ufer an bis zur rechten Mittelmoräne, in etwas grösseren von dort bis zum linken Ufer. Die Entfernungen zwischen den Stangen und von diesen zur Mittelmoräne und den Ufern sind durch Abschreiten gewonnen, was bei der Ebenheit der Gletscheroberfläche in dieser Gegend sehr gut ging.

Zur Festlegung der Reihe gegen die Ufer sind von dem Ort der Bambusstange A die folgenden Richtungen gemessen:

Richtungen von Punkt A am 29. August 1892.

Richtungen gegen die Markenreihe, M	Grösse
Von A nach Stein rechts; AS	0° 0′
„ A „ Felsecke rechts; AF	25 41
(„ A „ weissem Stein links; AW	178 24)
„ A „ Pyramide links; AP	180 0

Die obigen Richtungen zeigen, dass die Markenreihe gerade zwischen dem Stein S an der rechten und der Pyramide P an der linken Thalwand gespannt war; ich hatte den Theodoliten auf A aufgestellt und zuerst die beiden Bambusstangen B und C, danach die Steine dazwischen in diese Richtung einvisiert. F ist die auffällige Felsecke auf der Höhe links neben dem dritten Seitengletscher, welche auf Karte 7 durch die Höhenangabe 1050 bezeichnet ist. W ist ein weisser Stein in der Nähe der Pyramide P. Dr. Vanhöffen, welcher mir bei der Einrichtung half, hatte zur besseren Bestimmung der Pyramide ihre Entfernung von diesem auffälligen Stein W abgeschritten und 19 Schritt, also etwa 15 m, gefunden. Bei der Entfernung $AP = 540$ m bedeutet der Abstand $WP = 15$ m eine Abweichung der Richtungen AP und AW um 1° 36′, aus welcher Grösse die in der Tabelle angegebene Richtung AW abgeleitet ist. Direkt gemessen war sie im Jahr 1892 nicht.

Bei der Revision der Markenreihe am 4. August 1893 war die Gletscheroberfläche um 1,85 m durch Ablation erniedrigt. Die Stangen B und C waren ausgeschmolzen und umgefallen, ihre früheren Standorte jedoch zu erkennen; Stange A stand noch aufrecht in einem 35 cm tiefen Loch. Aus der angegebenen ursprünglichen Tiefe der Bohrlöcher ist hiernach die obige Grösse der Ablation zu entnehmen. Da der Schwund bei Stange A vom 27. bis zum 29. August 1892 2 cm betragen hatte, kann man berechnen, dass er in der Zeit, welche am vollen Jahr noch fehlte, also vom 4. bis zum 27. August 1893, mindestens 12 cm betragen haben würde, so dass der Schwund in einem Jahr in 550 m Höhe auf der Oberfläche des Sermiarsut den Betrag von etwa 2 m erreicht; dieser Wert würde einen mittleren täglichen Schwund von 0,5 cm ergeben. Die Ablation ist jedoch natürlich unregelmässig auf die Jahreszeiten verteilt; Ende August beträgt sie etwa 1 cm am Tage, im Juli ist sie sicher stärker und im Juni vielleicht ebenso gross, so dass auf die drei Sommer-

monate der grösste Teil des Ablationsbetrages fällt und die übrigen Jahreszeiten nur eine geringe Wirksamkeit haben.

Die Verschiebungen der Markenreihe sind mit Hilfe der Entfernungen und der ursprünglichen Richtungen aus den Richtungen berechnet, welche am 4. August 1893 bei der Revision vom Ort der Stange A gemessen sind. Dieser Ort hatte sich im Verlaufe der 340 Tage seit der ersten Beobachtung auch bewegt; ich nenne deshalb den Punkt, von welchem die Richtungen 1893 gemessen wurden, A' zum Unterschied von A, für welchen die 1892 bestimmten Richtungen gelten. Dementsprechend bezeichne ich die neuen Orte der Stangen B und C mit B' und C'.

Richtungen von Punkt A' am 4. August 1893.

Richtung	$A'S$	=	0° 0'
„	$A'F$	=	17° 5'
„	$A'W$	=	169° 41'
„	$A'M_1$	=	{ − 8° 47' + 171° 13'
„	$A'M_2$	=	170° 9'
„	$A'M_3$	=	169° 11'.

Als Nullrichtung habe ich hier zum besseren Vergleich mit den Werten des Jahres 1892 die Richtung $A'S$ eingeführt, indem ich die Ablesung von S von allen anderen Ablesungen am Instrument subtrahierte; es kommt natürlich nicht darauf an, von welcher Richtung ich ausgehe, weil die Verschiebungen sich aus den Winkeln zwischen den Richtungen, also aus den Differenzen dieser, ergeben, bei deren Bildung die Nullrichtung herausfällt.

Zu den obigen Zahlen ist zu bemerken, dass M_1 die Marken der Reihe vom rechten Ufer bis zur rechten Mittelmoräne, M_2 die um Stange B' und M_3 die um Stange C' bedeutet. Die Steine hatten nämlich 1893 nicht mehr in der ganzen Reihe die gleiche Richtung M, wie 1892, sondern bildeten einen thalabwärts ein wenig konvex gekrümmten Bogen. Ich habe deshalb 1893 von A' aus eine Reihe von Richtungen nach einzelnen Punkten der Markenlinie gemessen, und zwar vom rechten Ufer bis zur Mittelmoräne sechs, von hier bis B' elf und von B' bis C' acht. Die ersten sechs liegen mit geringen Abweichungen um das Mittel $A'M_1$, so dass dieses die Richtung der Markenreihe vom rechten Ufer bis zur Mittelmoräne, zu welcher Strecke der Punkt A' selbst gehört, angiebt. Die zweiten elf nehmen von der Grösse $A'M_1$ allmählich ab, bis sie in der Richtung $A'B'$ die Grösse $A'M_2$ haben, und die dritten acht nehmen von $A'B'$ an weiter ab, bis sie in Richtung $A'C'$ die Grösse $A'M_3$ erreichen. Die Abnahme erfolgt nicht stätig, sondern sprungweise und wird bisweilen auch durch eine erneute Zunahme unterbrochen. Diese Unstätigkeiten, wie die Abweichungen vom Mittel in den ersten sechs, liegen zweifellos daran, dass die betreffenden Steine, nach denen die Richtungen gemessen sind, infolge der Abschmelzung der Oberfläche aus der Reihe hinausgeglitten oder gespült sind; im

grossen und ganzen ist aber in den Richtungen ein Gang zu erkennen, so dass ich sie in obiger Weise zusammenfassen konnte.

Um nun die Grösse der Verschiebungen für die einzelnen Teile der Markenreihe zu finden, müssen wir zunächst die Bewegung des Punktes A, also die Strecke AA' bestimmen, weil A und A' die Ausgangspunkte der Messungen sind. Dieselbe folgt aus den drei Richtungen nach S, F und W, welche aus beiden Jahren bekannt sind, und der im Jahre 1892 bestimmten Lage dieser Fixpunkte zu einander.

Zur Berechnung drücke ich die Lage von S, F und W in einem Koordinatensystem aus, dessen Anfangspunkt in den Ort A, dessen x Achse in die Markenreihe M 1892, positiv in der Richtung MS, und dessen y Achse senkrecht dazu, positiv gletscherabwärts gerichtet, verlegt ist.

Mit Hilfe der 1892 festgestellten Entfernungen

$$AS = 120 \text{ m}, \; BP = 540 \text{ m}, \; PW = 15 \text{ m}, \; AF = 757 \text{ m}$$

und mit den Richtungen des Jahres 1892 erhalte ich die folgenden Koordinaten der Fixpunkte in Metern ausgedrückt:

Positionen der Fixpunkte.

Punkt	Positionen in Metern	
	x	y
Bambusstange, A	0	0
Stein rechts, S	+ 120	0
Felsecke rechts, F	+ 682	− 328
Pyramide links, P	− 540	0
Weisser Stein links, W	− 540	15

Um nun die Lage von A' in denselben Koordinaten und damit die Entfernung AA', also die Bewegung von A, aus den 1893 gemessenen Richtungen nach S, F und W zu ermitteln (Methode 1, Kapitel VIII), brauche ich zunächst einen Näherungswert für die Position von A'. Ich habe denselben durch eine vorläufige Rechnung mit den Differenzen der in beiden Jahren gemessenen Richtungen zu

$$x'_{A'} = 0; \; y'_{A'} = + 20 \text{ m}.$$

bestimmt und stelle mit seiner Hilfe die Fehlergleichungen zur Bestimmung der Verbesserungen ξ und η, welche zu den Näherungskoordinaten zu addieren sind, auf.

Man erhält aus den drei 1893 gemessenen Richtungen nach S, F und W und den Positionen dieser Punkte drei Fehlergleichungen. Da die Richtung nach dem weissen Stein W im Jahr 1892 nicht gemessen, sondern aus der abgeschrittenen Entfernung PW berechnet wurde, so ist die Position von W und damit die aus ihr abgeleitete Fehlergleichung den anderen nicht gleichwertig; sie soll jedoch vorläufig zur Kontrole mitgeführt werden, weil die Richtung nach der Pyramide P 1893 nicht gefunden und deshalb nicht gemessen worden ist.

Bei der Unsicherheit der Position von W ist es aber wünschenswert, ausser den drei Richtungen $A'S$, $A'F$ und $A'W$, welche man zur Bestimmung von A' mindestens braucht, noch eine weitere Bedingung einzuführen. Dieselbe ergiebt sich aus der Richtung der Mittelmoräne, welche nach allen bisherigen Erfahrungen einwandfrei die Richtung der Bewegung ist. Da dieselbe innerhalb des hier in Betracht stehenden Teils des Sermiarsut-Gletschers geradlinig und 1892 senkrecht zur Markenreihe M verlief — diese ist danach angelegt worden —, da ferner A in nur geringer Entfernung von der Mittelmoräne lag, so kann man mit voller Sicherheit auch für A eine Bewegung senkrecht zur Markenreihe M voraussetzen. Die Bedingung, welche sich hieraus zur Bestimmung von A' ergiebt, ist demnach die, dass die Richtungen AA' und AM einen rechten Winkel bilden. Aus dieser Bedingung leite ich eine vierte Fehlergleichung ab.

Die Richtung für diese letztere geht von dem bestimmten Punkt A nach dem unbestimmten A'; die vierte Gleichung ist deshalb nach der Formel 5, Seite 175, zu bilden, während die ersten drei die Form 3, Seite 174, annehmen müssen, weil sie von dem unbestimmten A' nach den bestimmten Punkten S, F und W gehen.

Die vier Fehlergleichungen lauten:

$$\begin{aligned} v_1 &= -u - 4{,}65\,\xi - 27{,}89\,\eta \\ +29{,}0 + v_2 &= u - 2{,}04\,\xi - 4{,}00\,\eta \\ (-171{,}5 + v_3 &= -u - 0{,}41\,\xi - 6{,}34\,\eta) \\ +v_4 &= -u - 171{,}88\,\xi. \end{aligned}$$

u ist wieder die Orientierungsgrösse zur Verbesserung der angenähert im Koordinatensystem orientierten Richtungen von A'.

In diesen Fehlergleichungen tritt die Unsicherheit der Position von W deutlich hervor, da das Absolutglied der dritten Gleichung eine Grösse erreicht, welche die Verwendung dieser Gleichung kaum mehr gestattet. Es liegt dies daran, dass der benutzte Näherungswert von A' zu stark von einem solchen, der für die gemessene Richtung $A'W$ passen würde, abweicht. Würde man einen anderen Näherungswert wählen, so könnte man dadurch die aus der Richtung $A'W$ herrührende Gleichung verbessern, würde aber gleichzeitig die anderen drei Gleichungen verschlechtern, da diese sich aus dem benutzten Näherungswert in annehmbaren Formen ergeben. Hieraus folgt, dass ein Näherungswert für die Lage von A', welcher für alle vier Bedingungen passt, nicht existiert. Der Grund liegt daran, dass die Position von W zu unsicher ist, um eine Verwendung zu gestatten, welche die Richtung nach W als gleichwertig mit den anderen Richtungen behandelt.

Ich lasse deshalb die dritte Gleichung fort. Würde ich sie mitführen, ergeben sich zwar die Verbesserungen ξ und η der Koordinaten und damit die Bewegung AA' nicht wesentlich anders, als nur aus den drei anderen Gleichungen; aber die Fehler des Resultats erreichen eine Grösse, welche die Unzulässigkeit der Benutzung von W mit Sicherheit darthut.

Indem ich also nur die erste, zweite und vierte Fehlergleichung verwende, erhalte ich nach Elimination von u etwa durch Bildung der reduzierten Fehlergleichungen die Normalgleichungen für ξ und η in folgender Form:

$$+\,1667{,}04 \quad +\,18941{,}18\,\xi - 1760{,}33\,\eta$$
$$+\,192{,}27 \quad -\,1760{,}33\,\xi + 454{,}88\,\eta.$$

Hieraus folgt: $\xi = +\,0{,}2;\ \eta = +\,1{,}2,$

und durch Addition dieser Grössen zu den Näherungs-Koordinaten von A' die definitive Lage dieses Punktes:

$$x_{A'} = +\,0.2 \text{ m};\ y_{A'} = +\,21{,}2 \text{ m}.$$

Mithin ist die Bewegung von A in 340 Tagen:

$$AA' = \sqrt{x^2_{A'} + y^2_{A'}} = +\,21{,}2 \text{ m}.$$

Bei Mitbenutzung der dritten Gleichung würde die Grösse AA' etwas kleiner herauskommen, während die Richtung, welche durch die Grösse der x Koordinate bestimmt wird, fast genau dieselbe bleibt. Die Bewegung des Gletscherpunktes A folgt hiernach der positiven y Richtung, also der Richtung des Thals, und an der Beobachtungsstelle, wie vorausgesetzt, der Richtung der Mittelmoräne.

Da zu der Bestimmung des Punktes A' nur drei Bedingungen verwendet wurden, also nicht mehr, als unbedingt erforderlich sind, so kann die Grösse der inneren Fehler naturgemäss nicht angegeben werden.

Die Bewegung der anderen Teile des Gletschers ergiebt sich einfach aus der nun bestimmten Bewegung AA' und den Differenzen dieser Grösse mit den Bewegungen der anderen Punkte. Die Differenzen folgen aber aus den Entfernungen von A, die ich d nenne, und den nach den einzelnen Teilen der verschobenen Markenreihe gemessenen Richtungen von A' aus. Da nämlich die Lage von A' bestimmt ist, kann ich für diesen Punkt auch die Richtung der x Achse ableiten, wenn ich die Orientierungsgrösse u berechne und zu der angenäherten Orientierung eines Fixpunkts, also zu der von F oder S addiere. Die Richtung der x Achse ist aber jener der Markenreihe AM parallel; infolgedessen ist die Tangente der Winkel zwischen den Richtungen $A'M_1$, $A'M_2$, $A'M_3$ und jener der x Achse in A', multipliziert mit den entsprechenden Abständen d, gleich der Differenz der Bewegungen des Punktes A gegen die der anderen Punkte.

Mit Hilfe von ξ und η folgt aus den Fehlergleichungen (Seite 344) die Orientierungsgrösse $u = -\,34'$. Addiert man dieselbe zu der angenäherten Orientierung der Richtung $A'S$, welche $-\,9^\circ\,28'$ betrug, so erhält man die definitive Orientierung dieser Richtung gegen die positive x Achse zu $-\,10^\circ\,2'$. Mit Hilfe dieser Grösse und der Tabelle, Seite 342, berechnet man die Winkel zwischen den Richtungen nach den einzelnen Teilen der Markenreihe und jener der positiven x Achse, und aus der Multiplikation der Tangenten dieser Winkel mit den Entfernungen d von A, Seite 340, die Differenzen der Bewegung. Die Addition dieser zu AA' ergiebt die absolute Bewegung der betreffenden Punkte, welche die folgende Tabelle enthält:

Horizontal-Bewegung der oberen Markenreihe auf dem Sermiarsut-Gletscher.

Punkt	Winkel gegen $+x$	Entfernung von A	Bewegungs-differenz gegen AA'	Bewegung vom 29. VIII. 92 bis 4. VIII. 93	Geschwindigkeit in 24 Stunden
Rechte Seite	— 1° 15'	80 m	— 1,7 m	+ 19,5 m	+ 0,057 m
Bambusstange A	0 0	0	0,0	+ 21,2	+ 0,062
Rechte Mittelmoräne	+ 178 45	20	+ 0,4	+ 21,6	+ 0,064
Bambusstange B	+ 179 49	195	+ 0,6	+ 21,8	+ 0,064
„ C	+ 180 47	445	— 6,1	+ 15,1	+ 0,044

Wie man aus diesen Zahlen ersieht, giebt es innerhalb des oberen Querschnitts durch den Sermiarsut-Gletscher keine grossen Bewegungsunterschiede. Nur der Abfall der Geschwindigkeit in der Nähe der linken Seite scheint etwas stärker zu sein. Da der Gang der Richtungen nach den dort gelegenen Teilen der Markenreihe indessen bei Bambusstange C etwas unregelmässiger ist, als in den anderen Teilen, ist in der Richtung $A'M_3$ vielleicht ein Fehler enthalten, welcher die absolute Grösse der Bewegung von Punkt C nicht mit derselben Genauigkeit ermitteln liess, wie die der anderen Punkte.

2. Die untere, rote Steinreihe.

Die untere Steinreihe ist am 29. August 1892 von Dr. Vanhöffen eingerichtet und von mir an demselben Tage vermessen worden. Sie lag in der Gegend des Gletschers, in welcher die rechte Thalwand endigt und die mächtige Seitenmoräne an ihrer Stelle die rechte Begrenzung des Eises übernimmt. Hier ist in der Gletscheroberfläche eine kurze Stufe bei 260 m Höhe, welche die sonst sehr steile Wölbung der Zunge zum Meer herab unterbricht (Karte 7).

Die Reihe bestand aus vier Bambusstangen, zwischen welchen, soweit es bei der lebhaften Zerklüftung möglich war, rotgefärbte Steine in kleinen Abständen von einander gelegt wurden. Stange D stand auf der rechten Seitenmoräne, welche die Eisoberfläche hier schon erheblich überragte; Stange C stand auf der Eiszunge zwischen jener und der rechten Mittelmoräne, Stange B und A links von der letzteren auf stark zerklüftetem Eis. Etwas oberhalb dieser Markenreihe begann die linke Mittelmoräne in den parallelen Spalten der steilen Wölbung an der Oberfläche zu erscheinen, während sie weiter oberhalb keinen fortlaufenden Steinzug bildet. Stange A stand auf einem hohen Eisbuckel neben dem Längsstreifen des Gletschers, in dem sich diese Moräne sammelt, und gehörte etwa der Mitte des Querschnitts an; darüber hinaus bis zum linken Ufer ist diese Steinreihe nicht geführt worden.

Die Bohrlöcher, in welche die Stangen eingesetzt wurden, hatten am 29. August 1892 die folgenden Tiefen:

Bohrloch für die Stange A: 1,85 m
„ „ „ „ B: 1,80 „
„ „ „ „ C: 1,87 „
Bohrloch für einen Hedepfropfen bei C: 1,50 „

Stange D stand auf der Seitenmoräne in einer Steinpyramide.

Als Fixpunkte zur Festlegung der Markenreihe benutzte ich die Spitze der Umanak-Klippe, eine Felsecke am Umiartorfik-Gletscher und eine Steinpyramide, die auf der schwarzen, alten Moräne, welche die rechte Seitenmoräne hier schon begleitet, errichtet war.

Zur Festlegung wurden am 29. August 1892 die folgenden Richtungen gemessen, und zwar wieder von einem Punkt der Markenreihe selbst aus. Derselbe lag auf der Höhe der rechten Mittelmoräne, also zwischen den Stangen B und C, und war durch einen besonders grossen Steinblock bezeichnet, welcher in der Richtung der Markenreihe mit einem roten Strich versehen wurde. Ich bezeichne diesen Ausgangspunkt der Messungen mit J, die Bambusstangen der Reihe, wie oben angegeben, die Umanak-Klippe mit U, den Felsen am Umiartorfik mit F und die Steinpyramide mit P. Die Nullrichtung für den folgenden Satz ist beliebig bei der Aufstellung des Instruments gewählt, da es nur auf die Winkel, also die Differenzen zwischen den Richtungen ankommt:

Richtungen von Punkt J am 29. August 1892.

Richtung von J nach	Umanak,	JU	= 132°	30',5
„ „ J „	Felsecke am Umiartorfik,	JF	= 266	38
„ „ J „	Pyramide,	JP	= 279	4,5
„ „ J „	Bambusstange B,	JB	= 99	15
„ „ J „	„ C,	JC	= 299	10,5
„ „ J „	„ D,	JD	= 279	13,5
„ der Moräne M bei J,		JM	= 189	4,5.

Die Bambusstange A war von J aus nicht sichtbar, und auf B war es wegen der starken Zerklüftung nicht möglich, das Instrument aufzustellen; die Festlegung von A ist deshalb nur durch Peilung mit dem Kompass von B aus erfolgt, indem die magnetischen Richtungen BA und BD gemessen wurden. Ihre Differenz ergab den Winkel $DBA = 171^\circ\ 20'$.

JM ist die Richtung der Mittelmoräne, auf welcher das Instrument stand; ich werde dieselbe, wie bei der oberen Markenreihe, zur Formulierung einer Bedingung für die Bestimmung der Verschiebungen benutzen, indem ich wieder von der einwandfreien Annahme ausgehe, dass die Moräne die Richtung der Bewegung ist.

Ausser den Richtungen brauche ich zur Festlegung der Marken noch die Entfernungen derselben aus dem Jahr 1892 und die Entfernungen der Fixpunkte von dem Ort J, auf welchem das Instrument stand. Für die ersteren war ein

Abschreiten wegen den vielen Spalten und sonstigen Unebenheiten nicht thunlich, und eine Basis zur direkten Bestimmung ist in der Gegend dieser Markenreihe von mir nicht gemessen worden. Ich bin deshalb auf die Maasse angewiesen, welche ich von der Grundlinie bei der oberen Markenreihe für dieses Gebiet noch ableiten kann. Dieselben geben keinen vollen Ersatz für die direkte Bestimmung; sie können aber genügen, weil sie in die Beträge für die Bewegung mit grossen Divisoren eingehen, welche den Einfluss der vorhandenen Fehler vermindern. Von den Entfernungen nach den Fixpunkten war die nach *F* nicht genügend sicher zu ermitteln, weshalb auch die Richtung nach *F* nicht verwandt werden konnte, während der Abstand von *U* aus den Messungen von der Basis Asakak (Seite 335) vollkommen ausreichend herzuleiten war.

Die gefundenen und benutzten Entfernungen haben folgende Werte:

Entfernungen von dem Instrument *J* auf der Mittelmoräne.

Entfernung	$JU =$	16000 m
„	$JP =$	140 „
„	$JA =$	130 „
„	$JB =$	50 „
„	$JC =$	55 „
„	$JD =$	110 „

Die **Revision** der Markenreihe erfolgte am 6. August 1893, also nach Verlauf von 242 Tagen. Die Stangen *A*, *B* und *C* waren ausgeschmolzen; ihre Standorte aber als flache Löcher noch zu erkennen. Die **Ablation** der Oberfläche hatte in dieser Gegend des Gletschers ungefähr den Betrag der ursprünglichen Tiefe der Bohrlöcher, nämlich etwa 1,80 m in 242 Tagen erreicht; sie wird also, wie bei der oberen Markenreihe, im Verlaufe eines vollen Jahres etwa 2 m gross sein. Der Hedepfropfen, welcher 1,50 m tief gesetzt war, war vollkommen ausgeschmolzen und lag ohne regelmässige Anordnung auf dem Eise; eine verschieden starke Bewegung der obersten Eislagen war demnach aus der Verteilung der Hede nicht zu erkennen. Die Verschiebungen der einzelnen Steine aus der Markenreihe heraus waren grösser gewesen, als bei der oberen Steinreihe, was mit den stärkeren Unebenheiten dieser Gegend im Zusammenhang stehen wird. Der grosse Stein, neben dem das Instrument 1892 gestanden hatte, war z. B. über einen halben Meter abwärts aus der Reihe gerückt, so dass er vermöge seiner Schwere selbständig verschoben zu sein scheint.

Um die **Verschiebungen der Markenreihe** zu erkennen, wurden die folgenden Richtungen von J' aus gemessen. J' ist der Ort des Instruments im Jahr 1893; er lag im Verhältnis zur Markenreihe an derselben Stelle, wie im Jahr vorher, also auf der rechten Mittelmoräne, richtete sich jedoch nicht nach dem mit eigener Bewegung verschobenen grossen Stein, sondern nach den in der Reihe liegenden, kleineren Steinen seiner Umgebung.

Richtungen von Punkt J' am 6. August 1893.

Richtung von J' nach	Umanak,	$J'U$	— 124°	15',5
„ „ J' „	Felsecke am Umiartorfik,	$J'F$	= 258	35,5
„ „ J' „	Pyramide,	$J'P$	= 279	4,5
„ „ J' „	Bambusstange B',	$J'B'$	= 93	52,5
„ „ J' „	„ C',	$J'C'$	= 277	37,5
„ „ J' „	„ D',	$J'D'$	= 280	8,5.

Die Ausgangsrichtung in diesem Satz ist wie 1892 beliebig; ich habe sie so gewählt, dass $J'P$ äusserlich gleich JP ist, um schon bei einem Vergleich der beiden Richtungssätze an den Veränderungen der Richtungen die Verschiebungen der Marken erkennen zu lassen. Es kommt auch hier natürlich auf die Winkel zwischen den Richtungen, also auf die Differenzen der obigen Zahlen an, bei deren Bildung die Nullrichtung fortfällt.

Die Lage der Stange A, welche 1892 von B aus mit dem Kompass festgestellt war, wurde 1893 in der gleichen Weise von B' aus bestimmt, indem der Winkel $D'B'A' = 175^\circ\ 0'$ gemessen wurde.

Um die Grösse der Bewegungen für die einzelnen Teile der Markenreihe zu finden, bestimme ich zunächst die Bewegung des Ausgangspunktes der Messungen J, also die Linie JJ'.

Ich drücke zu diesem Zweck die Positionen der 1892 benutzten Fixpunkte in einem Koordinatensystem aus, dessen Anfangspunkt ich, wie bei der oberen Steinreihe, in den Ausgangspunkt der Messungen J verlege, dessen positive x Achse mit der Richtung JP zusammenfällt, und dessen positive y Achse senkrecht dazu den Gletscher abwärts verläuft. Die letztere Richtung ist auch die der Mittelmoräne, auf der das Instrument stand, und damit die der Bewegung.

Die Positionen ergeben sich aus den Richtungen 1892 und den Seite 348 mitgeteilten Entfernungen, wie folgt:

Positionen, 1892.

Punkt	Positionen in Metern	
	x	y
Pyramide auf der schwarzen Moräne, P	+ 140 m	0 m
Umanak, U	13352	+ 8816
Instrument auf der rechten Mittelmoräne, J	0	0
Bambusstange A	— 129	+ 12,2
„ B	— 50	+ 0,2
„ C	+ 55	— 0,1
„ D	+ 110	— 0,3

Die Eispunkte lagen hier 1892 nicht genau in einer Richtung, wie bei der oberen Markenreihe; die Abweichungen waren aber mit Ausnahme der von A nur gering.

Ich habe ihre Positionen mitgeteilt, weil die y Koordinaten des Jahres 1892, also die senkrechten Abstände von der Hauptrichtung der Reihe JP, von den für 1893 gefundenen y Koordinaten subtrahiert werden müssen, um die Grösse der Bewegung senkrecht zur Markenreihe, also in der positiven y Richtung zu erhalten, während für Punkte, die 1892 in der Reihe selbst lagen, die y Koordinaten des Jahres 1893 direkt die Grösse der Bewegung angeben. Die y Koordinaten der Eispunkte aus dem Jahr 1892 kann man deshalb als Korrektionen betrachten, welche von den späteren Ergebnissen über die Bewegungsintensität abzuziehen sind.

Um die Lage von J' zu finden, brauche ich zunächst einen angenäherten Wert. Ich fand denselben durch eine vorläufige Rechnung zu:

$$x'_{J'} = +0; \quad y'_{J'} = +22 \text{ m}.$$

Mit Hilfe dieser Position und jener der Fixpunkte berechne ich die angenäherten Azimute der Richtungen nach P und U gegen die positive x Achse in J' und orientiere die gemessenen Richtungen des Jahres 1893 (Seite 349) ebenfalls angenähert in dem Koordinatensystem; ferner berechne ich die angenäherten Entfernungen zwischen J' und den Fixpunkten. Aus diesen Grössen bilde ich nach Formel 3, Seite 174, zwei Fehlergleichungen. Der dritte Fixpunkt (Felsecke am Umiartorfik) ergiebt leider keine dritte Gleichung, weil zur Aufstellung derselben die Entfernung und Position des Fixpunktes fehlt. Eine dritte Gleichung lässt sich aber wieder aus der Bedingung gewinnen, dass die Moräne die Richtung der Bewegung ist, dass also JJ' der Richtung der Moräne folgt und senkrecht zu JP verläuft. Da diese Bedingung eine Richtung enthält, welche von dem bekannten Punkt J nach dem unbekannten J' geht, wird die dritte Fehlergleichung nach Formel 5, Seite 175, gebildet. Die Fehlergleichungen lauten:

$$\begin{aligned} v_1 &= -u - 3{,}77\,\xi - 23{,}97\,\eta \\ -45{,}0 + v_2 &= -u + 0{,}12\,\xi + 0{,}18\,\eta \\ v_3 &= -u - 155{,}26\,\xi. \end{aligned}$$

u ist die Verbesserung der angenäherten Orientierung der Richtungen von J'; ξ und η sind die Verbesserungen der angenäherten Koordinaten von J'. Man erkennt in der zweiten Fehlergleichung, welche von der Richtung nach Umanak herrührt, an den kleinen Koeffizienten von ξ und η den geringen Einfluss, welchen dieser Punkt wegen seiner grossen Entfernung besitzt.

Die Normalgleichungen für ξ und η ergeben sich aus obigem System in folgender Form:

$$\begin{aligned} 2404{,}07 &= +15907{,}44\,\xi - 1177{,}70\,\eta \\ 364{,}95 &= -1177{,}70\,\xi + 385{,}94\,\eta. \end{aligned}$$

Hieraus folgt: $\xi = +0{,}3; \quad \eta = -1{,}9,$

und durch Addition dieser Verbesserungen zu den Näherungskoordinaten von J' die definitive Lage dieses Punktes:

$$x_{J'} = +0{,}3 \text{ m}; \quad y_{J'} = +20{,}1 \text{ m}.$$

Mithin ist die Bewegung von J' in 342 Tagen, da $x_{,}$ und $y_{,}$ gleich Null sind:

$$JJ' = \sqrt{x^2_{,,} + y^2_{,,}} = + 20{,}1 \text{ m}.$$

Wenn man die Werte von ξ und η in die Gleichungen einsetzt, werden dieselben innerhalb der durch die Abrundung der Ergebnisse auf die erste Dezimale bedingten Abweichungen erfüllt. Eine Fehlerberechnung kann nicht erfolgen, weil zu der Bestimmung von J' nur die unbedingt notwendigen drei Bedingungen verwandt sind.

Die Verschiebungen der anderen Punkte dieser Markenreihe ergeben sich nun ganz in der gleichen Weise, wie bei der oberen. Die Differenzen ihrer Bewegung gegen die von J werden durch Multiplikation ihrer Entfernungen von J mit den Tangenten der Winkel, welche die Richtungen von J' aus mit der Richtung der positiven x Achse bilden, berechnet und zu der Grösse JJ' addiert. Die Richtung der positiven x Achse in J' finde ich aber, indem ich die Orientierungsgrösse $u = + 46'$ berechne und zu der benutzten angenäherten Orientierung der Fixpunkte addire; da ich aus der Tabelle, Seite 349, die Differenzen der Richtungen nach den Fixpunkten und nach den Gletscherpunkten bilden kann, kann ich so mit Hilfe von u auch die letzteren gegen die x Achse orientieren. Die Richtung nach Punkt A' ist von B' gemessen, wie auch die erste Festlegung des Punktes A von B aus geschah. Ich berechne die Verschiebung von A, indem ich die Differenz gegen die von B bilde, ganz ebenso wie bei den anderen Punkten, nur dass ich hierbei nicht von den Differenzen gegen JJ' ausgehe. Die Ergebnisse sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt:

Horizontal-Bewegung der unteren Markenreihe auf dem Sermiarsut-Gletscher.

Punkt	Entfernung von J	Bewegungsdifferenz gegen JJ'	Korrektion	Bewegung vom 29. VIII. 92 bis 6. VIII. 93	Geschwindigkeit in 24 Stunden
Pyramide auf der schwarzen Moräne, P	140 m	— 20,1 m	0,0 m	0,0 m	+ 0,000 m
Rechte Seitenmoräne, Stange D	110	— 17,9	+ 0,3	+ 2,5	+ 0,007
Mitte des rechten Eisarms, Stange C	55	— 6,5	+ 0,1	+ 13,7	+ 0,040
Instrument auf der rechten Mittelmoräne, J	0	0,0	0,0	+ 20,1	+ 0,059
Mitte des mittleren Eisarms, Stange B	50	+ 2,6	— 0,2	+ 22,5	+ 0,066
Gegend der linken Mittelmoräne, Stange A	130	+ 19,6	— 12,2	+ 27,5	+ 0,081

Die Korrektionen, welche die vierte Kolumne dieser Tabelle angiebt, sind die senkrechten Abstände der ursprünglichen Positionen der Punkte von der Linie JP, also die negativen y Koordinaten der Positionen des Jahres 1892. Dieselben treten mit den hier angegebenen Vorzeichen zu den Bewegungsdifferenzen hinzu, wenn man die Beträge der absoluten Bewegung bildet, weil die positive y Achse in der Richtung der Bewegung verläuft und die wirkliche Bewegung gleich der Entfernung der Positionen, also, da x fast Null ist, gleich der Differenz der y Koordinaten aus den beiden Jahren ist.

Aus der obigen Tabelle folgt, dass in dem unteren Querschnitt des Sermiarsut-Gletschers nicht unbeträchtliche Bewegungsunterschiede herrschen: die Geschwindigkeit ist in der rechten Seitenmoräne äusserst gering, auf dem Eisstreifen zwischen ihr und der rechten Mittelmoräne schon erheblich stärker und über die letztere hinaus bis zur Mitte des Gletschers bei *A* noch weiter gesteigert. Bei der linken Mittelmoräne (*A*) ist die Geschwindigkeit doppelt so stark, wie in der Mitte des Eisstreifens zwischen der rechten Mittelmoräne und der Seite. Die absoluten Beträge dieser Geschwindigkeiten können bei der Unsicherheit der zu ihrer Ableitung benutzten Entfernungen bei ein oder dem anderen Punkt etwas anders sein, wenn auch grosse Differenzen gegen obige Zahlen nicht zu erwarten sind, aber der Gang der Geschwindigkeitszunahme gegen die Mitte hin steht im grossen und ganzen fest, weil er hauptsächlich von den sicheren Richtungen abhängt.

Da der obere Querschnitt des Sermiarsut ähnliche Unterschiede der Geschwindigkeit nicht zeigt, müssen die Eigentümlichkeiten, welche die beiden Querschnitte unterscheiden, die Ursache ihres verschiedenen Verhaltens sein. Der wesentlichste Punkt ist der, dass im Verlaufe des unteren Querschnitts die Schuttbeimengungen des Gletschers mannigfaltiger sind, als im oberen; denn in dem letzteren beginnt erst die Entwickelung der Seitenmoränen, während sie in dem ersteren so weit vorgeschritten ist, dass das Eis an der rechten Seite im Schutt teilweise verschwindet.

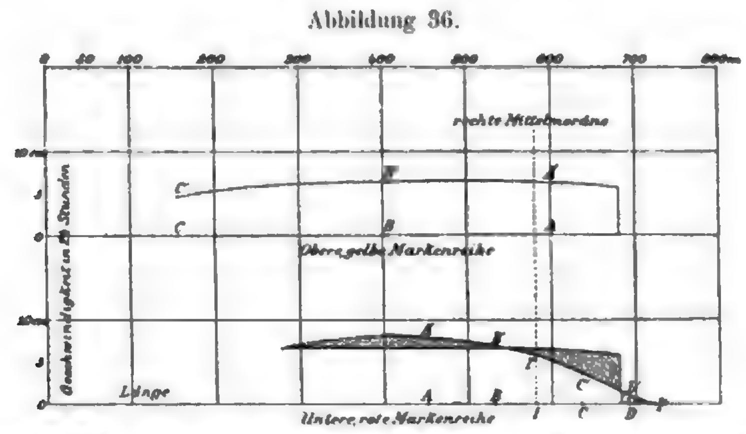
Die Zunahme der Geschwindigkeit im Verlaufe des unteren Querschnitts geht der Abnahme des Moränenschutts in diesem ungefähr parallel; denn in der alten schwarzen Moräne, welche nur aus Schutt besteht, ist die Bewegung gleich Null, in der heutigen Seitenmoräne, welche einen eisdurchsetzten Schuttzug bildet, ist sie äusserst gering und wächst dann bis zur Mittelmoräne und darüber hinaus, je mehr die Schuttführung im Eise zurücktritt. Der obere Querschnitt besteht dagegen in seinem ganzen Verlaufe überwiegend aus Eis und hat deshalb auch eine gleichmässige Verteilung der Geschwindigkeit von der rechten Seite zur Mitte.

Ob verschiedene Neigungsverhältnisse des Bodens innerhalb des unteren Querschnitts vorhanden sind und den Unterschied der Geschwindigkeit in diesem verstärken, entzieht sich der Beobachtung. Die Oberfläche des Gletschers ist freilich in der Gegend der unteren Markenreihe in der Mitte steiler geneigt, als an der rechten Seite, was die grössere Geschwindigkeit der Mitte fördern kann; dafür fällt aber das Ende der Seite schliesslich aus grösserer Höhe und viel steiler zum Meer ab, als das der Mitte, so dass die Neigung in dieser nur gleichmässiger verteilt ist, als in jener. So ist es nicht sicher, dass die Neigungsverhältnisse des Bodens im Verlaufe des Querschnitts der unteren Markenreihe ähnlich wechseln, wie an der Oberfläche, und wir haben keinen Anlass, eine etwaige Verschiedenheit in dieser Richtung für die verschiedene Verteilung der Bewegung verantwortlich zu machen, zumal ein sichtbarer Grund in der verschiedenen Stärke der Schuttbeimengungen vorliegt.

Trotz der Abweichungen in der Verteilung der Geschwindigkeit in den Querschnitten scheint die Summe der Bewegung in beiden annähernd die gleiche zu sein (Abbildung 36); denn im unteren Querschnitt bewegt sich die Seite langsamer und die Mitte schneller, als die entsprechenden Teile des oberen, wie die mitgeteilten Geschwindigkeiten zeigen. Schon die Richtungen aus dem Jahr 1893 lassen eine stärkere Krümmung der unteren Markenreihe durch Bewegung erkennen. Die Geschwindigkeit gewinnt also in der Mitte annähernd das, was sie an der Seite verliert.

Dieser Vorgang ist bemerkenswert. Da nämlich die Neigung der Oberfläche und wohl auch die des Bodens (Abbildung 2, Seite 38) beim unteren Querschnitt grösser ist, als beim oberen, kann die Abnahme der Geschwindigkeit von oben

Abbildung 36.



Die schraffierten Flächen geben die Unterschiede der täglichen Geschwindigkeit in den beiden Querschnitten an; der Bewegungsüberschuss des oberen an der rechten Seite wird durch den Überschuss des unteren in der Mitte annähernd kompensiert.

Bewegung der beiden Markenreihen des Sermiarsut-Gletschers in 24 Stunden.
Maassstab der Geschwindigkeit 1 : 10. Maassstab der Länge 1 : 10000.

nach unten an der Seite nur durch die Entwickelung der Moränen bedingt sein, welche die Bewegung des Eises allmählich ersticken, weil die gleichzeitige Zunahme der Neigung den entgegengesetzten Erfolg haben müsste. Und da der Einfluss der Neigung in diesem einen Falle zurücktritt, ist es auch fraglich, ob er allein die Zunahme der Geschwindigkeit in der Mitte bedingt. Es ist auch möglich, dass die an der Seite mehr und mehr in der Bewegung gehinderten und gestauten Eismassen die nachströmenden nach der Mitte ablenken und hier durch Vermehrung der bewegten Masse die Bewegung der Oberfläche steigern. Die Bewegung der Oberfläche ist nur das Resultat aller Bewegungen zwischen ihr und dem Boden; ihre Geschwindigkeit muss also wachsen, wenn die bewegte Masse vermehrt wird. Ich glaube, dass dieses Moment für die Steigerung der Geschwindigkeit in der Mitte wichtiger ist, als die Zunahme der Neigung, zumal ein wesentlicher Einfluss der letzteren auch bei den Verschiedenheiten der Geschwindigkeit innerhalb jedes Querschnitts nicht nachzuweisen ist.

Die annähernde Gleichheit der Bewegungssummen in zwei verschiedenen Querschnitten ist ein Moment, welches das Strömen des Küstengletschers

von Sermiarsut wesentlich von dem des Grossen Karajak-Inlandeisstroms unterscheidet. Bei diesem ist an der Oberfläche eine Zunahme der Bewegungssumme vom oberen zum unteren Querschnitt festgestellt, welche nur bei einer Abnahme der Bewegungssumme in den tieferen Lagen bestehen kann, weil sonst der Bedarf der Bewegung in dem unteren Querschnitt durch die Nachfuhr von Eismaterial in dem oberen nicht gedeckt wäre; das verschiedene Verhalten der tieferen Lagen habe ich durch den Eintritt in das Meer und die Tragkraft des Wassers erklärt. Der Sermiarsut endigt auf dem Lande; infolgedessen fehlt bei ihm der Grund für ein verschiedenes Verhalten der unteren Lagen. Es fehlt auch die Steigerung der Bewegungssummen in den Querschnitten der Oberfläche. Die Thatsachen beim Sermiarsut und beim Grossen Karajak stehen also mit der entwickelten Auffassung der Bewegungsvorgänge in vollem Einklang.

Hieraus ist nun keineswegs zu schliessen, dass die Geschwindigkeit beim Sermiarsut innerhalb jedes Querschnitts von der Oberfläche bis zum Boden gleichmässig ist. Der Vorgang ist nur der, dass die Steigerung der Differentialbewegung der einzelnen Lagen von oben nach unten, wie sie beim Asakak nachgewiesen ist, beim Sermiarsut in dem oberen Querschnitt in der gleichen Weise stattfindet, wie in dem unteren. Infolgedessen ist auch die Bewegungssumme aller Lagen, welche in der Verschiebung der Oberfläche in die Erscheinung tritt, in dem oben und unten gelegenen Querschnitt die gleiche.

Andererseits ist es auch beim Sermiarsut sicher, dass die Eislagen in der Nähe des Bodens sich relativ schneller bewegen, als an der Oberfläche, weil sonst der Gletscher infolge der starken Ablation früher enden müsste, als es der Fall ist. Eine einfache Rechnung kann dieses zeigen. Der obere und der untere Querschnitt liegen 2,1 Kilometer von einander entfernt; bei der Geschwindigkeit von 21 m in einem Jahr, welche die Mitte des oberen Querschnitts hat, werden mithin 100 Jahre vergehen, bis die obere gelbe Steinreihe dort liegt, wo wir im Jahr 1892 die untere rote gelegt hatten. Da die Abschmelzung an der Oberfläche in jedem Jahr 2 m beträgt, wird der obere Querschnitt von der Oberfläche her eine Eisschicht von 200 m Dicke verloren haben, wenn er die Lage des unteren Querschnitts erreicht.

Eine derartige Dicke hat der Sermiarsut-Gletscher im ganzen aber sicher nicht. Die Höhe der Riesenmoräne am Fjord beträgt zwar 175 m; in ihr ist aber das Material zweifellos bei den Stockungen der Bewegung gestaut. Die Dicke des moränenfreien Gletschers daneben ist sicher geringer und wird allen Anzeichen nach höchstens 100 m betragen. Hieraus folgt, dass der obere Querschnitt niemals die Lage des unteren erreichen könnte, weil die Ablation so stark ist, dass schon etwa halbwegs zwischen den beiden Querschnitten das Eis durch sie ganz vernichtet sein würde, wenn nicht anderweitiger Ersatz an Eismaterial geschaffen wird. Woher kommt dieser Ersatz?

Eine Häufung von Schnee und eine Vermehrung des Thalgletschers auf diese Weise findet nicht statt, weil aller im Winter auf seine Oberfläche gefallene Schnee im Sommer wieder verschwindet. Der dritte Nebengletscher und die fünf Eis-

streifen, welche in den Doppeltrichterthälern der rechten Thalwand liegen, tragen auch nicht wesentlich zur Vermehrung bei, wie der Umstand zeigt, dass sie bald nach der Vereinigung im eigenen Schutt wieder verschwinden. Sie befördern nur das Wachstum der rechten Seitenmoräne. Das Abdrängen der an der rechten Seite in der Bewegung gestauten Eismassen kann eine Vermehrung der Masse liefern, wie ich erwähnte, dürfte aber zum Ersatz auch nicht genügen, weil gleichzeitig die Breite des Gletschers beim Thalende wächst und der ganze Gletscher durch die Stockungen von der rechten Seite nach der linken abgedrängt wird. So bleibt also nur die Annahme übrig, dass die Querschnitte sich in den höheren und den tieferen Lagen nicht mit der gleichen Geschwindigkeit, wie ein Brett, bewegen, sondern unten schneller als oben; nur so ist es zu verstehen, dass der Gletscher weit über die Lage hinaus vorstossen kann, welche ihm durch die Ablation sonst als Grenze gestellt ist.

In diesen Verhältnissen liegt aber auch die Bedingung für das Ende des Gletschers: die oberen Lagen werden durch Ablation vernichtet, und solche, die früher unter der Oberfläche lagen, treten an diese heran. Wir sehen in der Entwickelung des Gletschers Moränen, die früher verborgen waren, an der Oberfläche erscheinen. Durch das Hervortreten an die Oberfläche verlieren aber die Lagen an Eigenbewegung und behalten nur noch die passive Verschiebung, die sie von den unter ihnen befindlichen Lagen erhalten. Die Eigenbewegung aber ist es, welche den Gletscher erhält.

Nebengletscher und Stockungen an der Seite, die das dort befindliche Eis zur Mitte abdrängen, können die Eigenbewegung für eine Strecke neu beleben, indem sie die Masse und damit die Dicke vermehren, aber aufhalten können sie den Zerstörungsprozess nicht. Je länger die Ablation von oben wirkt, je tiefere Lagen an die Oberfläche treten, je dünner das Eis wird, desto mehr schwindet die Differentialbewegung der einzelnen Teile und damit auch die Bewegungssumme, welche in der passiven Verschiebung der Oberfläche zu Tage tritt. Wenn dann die Ernährung nicht mehr ausreicht, um das Hervortreten dieser Lagen an die Oberfläche zu verhindern oder zu kompensieren, muss der Zerstörungsprozess in immer beschleunigterem Tempo weitergehen, weil nun nicht mehr allein die Abschmelzung von oben, sondern auch das Aufhören der Eigenbewegung in bestimmten Lagen ihn unterstützt, und dieses letztere immer lebhafter um sich greift. Die Folge ist, dass die Neigung der Oberfläche gegen das Ende immer steiler wird, und dass die Zunge in einer Wölbung endigt, wenn nicht das Meer oder Bäche eine Steilwand schaffen und damit die Ausbildung der Wölbung vorzeitig unterbrechen. Der Sermiarsut endigt an der linken Seite dort, wo die Eigenbewegung verschwindet, wie die Wölbung und auch der Mangel an Schichtung in seiner Zunge beweist. Die rechte Seite wird schon früher durch das Überwiegen des Schuttes in ihrer Bewegung gehemmt.

Die Bewegung des Kome-Gletschers.

Auf dem Kome-Gletscher wurde von mir am 21. August 1892 eine Markenreihe quer über den Gletscher gelegt und in ähnlicher Weise, wie bei dem Sermiarsut, bestimmt. Dieselbe lag gleich unterhalb der beiden Spaltenbuckel (Karte 8), welche die gleichmässige Neigung der Gletscheroberfläche dort, wo die linke Gneisswand endigt, unterbrechen, und bestand aus drei Bambusstangen, zwischen welchen gelb gefärbte Steine in geringen Abständen von einander gelegt wurden. Die Bambusstange *A* stand in der Mitte des Eisarms zwischen der durch die beiden linken Mittelmoränen mächtig verbreiterten linken Seitenmoräne und der Basaltmoräne, die in diesem Teil des Gletschers die einzige zusammenhängende Mittelmoräne ist; die Stange *B* stand rechts von der Basaltmoräne etwa auf halbem Wege zu der aus zerstreuten Steinen bestehenden rechten Mittelmoräne, und die Stange *C* stand in dem Streichen der letzteren.

Die Festlegung erfolgte von dem Punkt *M* aus, wo die Markenreihe die Höhe der Basaltmoräne schneidet; derselbe wurde noch besonders durch eine Steinpyramide markiert.

Bei der Festlegung galten die folgenden Werte:

Markenreihe am 21. August 1892.

Punkt	Entfernung von *M*	Tiefe des Bohrloches
Bambusstange *A*	100 m	2,14 m
Hedepfropfen neben *A*	—	2,20
Hedepfropfen auf der Basaltmoräne neben *M*	—	1,30
Bambusstange *B*	94	1,57
„ *C*	142	1,95

Richtungen am 21. August 1892.

Richtung von *M* nach	Grösse
Bambusstange *A*	0° 0′
„ *B*	181 35
„ *C*	181 35
Steinpyramide auf der linken Seitenmoräne, *P*	0 0
Felsmarke an der rechten Thalwand, *F*	180 0
Kilertinguak, *K*	46 4
Basaltmoräne	90 0
Sagdlek, *S*	112 5

Die Hedepfropfen neben *A* und *M* habe ich in das Eis eingeführt, um aus der späteren Verteilung der Hede im Eis eine etwaige, verschieden starke

Bewegung in den obersten Eislagen erkennen zu können. Wie aus der Tabelle ersichtlich ist, war die Markenreihe zwischen der Steinpyramide auf der Seitenmoräne, die ich bei der Einrichtung für bewegungslos hielt, und der Felsmarke an der rechten Thalwand gespannt. Die Richtungen nach der Spitze des Kilertinguak und der Insel Sagdlek sind nur zur grösseren Sicherung der Bestimmung mitgemessen worden.

Die Markenreihe wurde von mir am 9. August 1893, also nach Verlauf von 353 Tagen, revidiert.

Die Ablation in der Zwischenzeit hatte 2,10 m betragen, wie an der Stange *A* erkannt werden konnte; alle drei Stangen waren nämlich ausgeschmolzen und umgefallen, und nur bei der am tiefsten gesetzten Stange *A* war das ursprüngliche Bohrloch noch zu erkennen. Die Standorte der beiden anderen Stangen konnten nur mit Hilfe der gelb gefärbten Steine, bei denen sie lagen, aufgefunden werden. Der Hedepfropfen auf der Basaltmoräne bei *M* war ebenfalls vollständig ausgeschmolzen und der bei *A* bis auf einen geringen Rest; aus der Verteilung der auf der Oberfläche liegenden Hede war eine verschieden starke Bewegung der obersten Eislagen bis 2,20 m Tiefe nicht zu erkennen.

Wenn wir in dem Monat August für den Kome-Gletscher eine ebenso starke Ablation annehmen, wie für den Sermiarsut, nämlich 1 cm am Tage, würden die zwölf Tage, welche der Beobachtungszeit an einem vollen Jahr fehlen, eine weitere Erniedrigung der Oberfläche um 12 cm bewirkt haben. Wir hätten demnach auf dem Kome-Gletscher eine jährliche Ablation von 2,22 m Grösse. Der Betrag ist etwas grösser, als der bei beiden Markenreihen auf dem Sermiarsut gefundene, von denen die eine etwa 70 m höher, die andere über 200 m tiefer gelegen war, als die Markenreihe des Kome-Gletschers. Wenn auch die Augusttage der Jahre 1892 und 1893, um welche die Beobachtungszeit auf dem Kome-Gletscher länger war, als jene auf dem Sermiarsut, wegen ihrer Witterung eine besonders kräftige Ablation entwickelt haben können, welche den auf 1 cm täglich für beide Gletscher zur Ergänzung angenommenen Durchschnitt übertraf, so halte ich es doch für möglich, dass der Überschuss nicht ausreicht, um den grösseren Betrag der Ablation auf dem Kome-Gletscher zu erklären. Ich meine vielmehr, dass die Abschmelzung auf dem letzteren thatsächlich kräftiger ist, als auf dem Sermiarsut, weil die frühzeitige Entwickelung der Moränen und die grössere Beteiligung der dunklen Basaltgesteine an ihrer Zusammensetzung die Abschmelzung begünstigen. Wir haben auf dem Kome-Gletscher eine mittlere tägliche Ablation von 0,6 cm, an welcher aber natürlich wieder die Sommermonate den hauptsächlichen, wenn nicht ausschliesslichen Anteil haben.

Auch auf den Moränen hatte die Ablation kräftig gewirkt; die Steinpyramiden auf der linken Seitenmoräne bei *P* und auf der Basaltmoräne bei *M* waren zusammengefallen, und der Hedepfropfen bei *M* war vollständig ausgeschmolzen. Die Lage der Pyramide bei *P* war nicht mehr zu ermitteln, so dass mir die Richtung dorthin für die Messungen im Jahr 1893 verloren ging, während

der Punkt M mit Sicherheit gefunden wurde; die Pyramide, welche ihn bezeichnete, war in sich zusammengesunken und füllte eine flache Schale in der Eisoberfläche. Der Schwund des Eiskerns in den Moränen hat sich überhaupt als besonders kräftig erwiesen; von der linken Seite des Kome-Gletschers waren im Jahr 1893 grössere Teile vollkommen verschwunden, die mir 1891 aufgefallen waren, wie z. B. das geschichtete Eisgebiet, welches Abbildung 34 darstellt. Auch die Spalten in den Moränen waren durch den Schwund besonders kräftig erweitert, was freilich auch damit zusammenhängt, dass die geringere Bewegung in den Moränen weniger starke Zusammenschiebungen klaffender Spaltenwände veranlasst, als in moränenfreien Eisgebieten.

Die Verschiebungen des Kome-Gletschers sind in derselben Weise festgestellt, wie die des Sermiarsut, indem zunächst die Bewegung des Ausgangspunktes der Richtungsmessungen, also hier die Strecke MM', ermittelt wurde. Von M' sind im Jahr 1893 die folgenden Richtungen gemessen:

Richtungen am 9. August 1893.

Richtung von M' nach	Grösse
Bambusstange A'	— 0° 7'
" B'	+ 182 15
" C'	+ 182 15
Steinpyramide, links, P	—
Felsecke, rechts, F	
Kilertinguak, K	+ 45 57
Basaltmoräne	
Sagdlek, S	+ 112 6

Wie aus der obigen Tabelle ersichtlich ist, war im Jahr 1893 nicht allein die Richtung nach der Steinpyramide P auf der linken Seitenmoräne durch Zusammensturz derselben verloren gegangen, sondern auch die nach der Felsecke an der rechten Thalwand; das Aussehen der Felsen hatte sich dort durch Schuttbildungen derart verändert, dass ich die Felsecke nicht mit Sicherheit wieder erkannte. Durch den Verlust dieser beiden wichtigen Richtungen nach den nächsten Fixpunkten wäre die Bestimmung der Position von M' und damit der Bewegung MM' unmöglich geworden, wenn nicht die Einstellung der fernen Fixpunkte, Kilertinguak und Sagdlek, 1892 ursprünglich nur zur Kontrole, mit ausgeführt worden wäre. Die Entfernungen dieser sind freilich nicht direkt gemessen und mussten behufs Ableitung ihrer Positionen aus der Karte von K. J. V. Steenstrup[1] entnommen werden. Da sie sehr gross sind, ist ihr Einfluss auf die Position von M' aber gering, weil sie nach Formel 3, Seite 174, im Nenner auftreten. Selbst wenn sie um 1000 m fehlerhaft wären, würde das für die Lage von M' und damit für die Bewegungsgrösse MM'

[1] Meddelelser om Grønland IV.

nur wenig bedeuten; es kommt wesentlich auf die Richtungen an, welche nach K und S in beiden Jahren sicher gemessen wurden.

In einem Koordinatensystem, dessen Anfangspunkt M und dessen positive x Achse die Richtung MA ist, während die positive y Achse senkrecht dazu, den Gletscher abwärts gesehen, verläuft und demnach mit der Richtung der Basaltmoräne zusammenfällt, erhalte ich aus den Richtungen 1892 und den aus der Karte von Steenstrup entnommenen Entfernungen die folgenden Koordinaten der Fixpunkte:

Positionen der Fixpunkte.

Punkt	Entfernung von M	Positionen	
		x	y
Kilertinguak, K	11130 m	+ 7722	+ 8015
Sagdlek, S	38955	− 14646	+ 36098
Basaltmoräne bei M	0	0	0

Aus den 1893 nach K und S gemessenen Richtungen erhalte ich nun zwei Fehlergleichungen zur Bestimmung der Position von M'; die dritte leite ich, wie beim Sermiarsut, aus der Bedingung her, dass die Mittelmoräne die Richtung der Bewegung ist, dass also M' auf der 1892 gemessenen Richtung der Basaltmoräne liegt. Diese letzte Gleichung ist nach Formel 5, Seite 175, aufzustellen, weil die Richtung von dem bestimmten Punkt M nach dem unbestimmten M' geht; die beiden anderen Fehlergleichungen sind nach Formel 3, Seite 174, zu bilden, weil die gemessenen Richtungen von dem unbestimmten M' nach den bestimmten Punkten K und S führen. Der zur Aufstellung der Fehlergleichungen notwendige und aus einer vorläufigen Rechnung abgeleitete Näherungswert der Position von M' lautet:

$$x'_{M'} = 0; \quad y'_{M'} = + 31 \text{ m}.$$

Die Fehlergleichungen lauten:

$$v_1 = - u + 0{,}22\,\xi - 0{,}22\,\eta$$
$$+ 0{,}5 + v_2 = - u + 0{,}08\,\xi + 0{,}03\,\eta$$
$$v_3 = - u - 110{,}89\,\xi.$$

Die erste Gleichung rührt von der Richtung nach Kilertinguak, die zweite von der nach Sagdlek her; an der geringen Grösse der Koeffizienten von ξ und η erkennt man den geringen Einfluss der weiten Entfernungen der Fixpunkte. Am meisten bestimmend ist die dritte Gleichung, die von der Richtung der Basaltmoräne herrührt. u ist wieder die Verbesserung der angenäherten Orientierung der in M' gemessenen Richtungen im Koordinatensystem.

Die Normalgleichungen für ξ und η lauten:

$$+ 18{,}47 = + 8220{,}74\,\xi - 7{,}05\,\eta$$
$$+ 0{,}05 = - 7{,}05\,\xi + 0{,}04\,\eta.$$

Hieraus folgt: $\xi = + 0{,}004$ m; $\eta = + 2{,}0$ m.

Mithin erhalte ich die definitive Lage von M' durch Addition dieser Verbesserungen zu den Näherungskoordinaten, also

$$x_{M'} = 0;\; y_{M'} = +\,33\ \text{m}$$

und die Strecke MM', also die Grösse der Bewegung von M:

$$MM' = \sqrt{x^2_{M'} + y^2_{M'}} = +\,33{,}0\ \text{m}.$$

Die Bewegung der anderen Punkte der Markenreihe wird in derselben Weise, wie ich es beim Sermiarsut-Gletscher geschildert habe, aus der Bewegung MM' und den Differenzen der anderen Bewegungen gegen MM' berechnet. Diese Differenzen sind die im Jahr 1892 gemessenen Abstände der einzelnen Punkte der Reihe von dem Ort des Instruments M, multipliziert mit den Tangenten der Winkel zwischen den 1893 gemessenen Richtungen von M' nach den einzelnen Punkten und zwischen der Richtung der x Achse. Diese letztere bestimme ich, indem ich die Orientierungsgrösse u, welche sich aus der Ausgleichung zu $-\,0{,}44'$ ergiebt, zu einer der angenäherten Orientierungen addiere. Ich erhalte so die definitive Orientierung der betreffenden Fixpunktrichtung gegen die x Achse und daraus nach Tabelle, Seite 358, auch die Orientierung der Richtungen nach den einzelnen Punkten der Markenreihe gegen die x Achse. Die Ergebnisse enthält die folgende Tabelle. Die Korrektionen der vierten Kolumne stammen, wie bei der Tabelle, Seite 351, von den Abweichungen her, welche die betreffenden Punkte schon bei der Einrichtung im Jahr 1892 von der x Achse, also von der allgemeinen Richtung der Steinreihe, hatten, und sind, wie die Bewegungsdifferenzen, mit dem Vorzeichen angegeben, mit welchem sie zur Grösse MM' addiert werden müssen:

Horizontal-Bewegung der Markenreihe des Kome-Gletschers.

Punkt	Entfernung von M	Bewegungsdifferenz gegen MM'	Korrektion	Bewegung vom 31.VIII. 92 bis 9.VIII. 93	Bewegung in 24 Stunden
Mitte des linken Eisarms, Stange A	100 m	− 0,2	0,0	+ 32,8	+ 0,093
Basaltmoräne, M	0	0,0	0,0	+ 33,0	+ 0,093
Mitte des mittleren Eisarms, Stange B	94	− 3,7	+ 2,6	+ 31,9	+ 0,090
Gegend der zerstreuten rechten Mittelmoräne, Stange C	142	− 5,6	+ 3,9	+ 31,3	+ 0,089

Die Bewegungsunterschiede, welche die gemessenen Punkte des Kome-Gletschers zeigen, sind nach der obigen Tabelle nicht erheblich. Am schnellsten bewegt sich die Basaltmoräne in der Mitte des Gletschers und fast ebenso schnell der Eisarm zwischen ihr und der mächtigen linken Seitenmoräne. Die Bewegung der letzteren konnte leider nicht festgestellt werden, weil die Pyramide P verschwunden war. Von der Basaltmoräne zur rechten Seite des Gletschers ist eine geringe Abnahme der Geschwindigkeit zu erkennen. Die Differenzen sind nicht

erheblicher, als bei der oberen Markenreihe des Sermiarsut, und sicher geringer als in der Zunge des letztgenannten Gletschers.

Es ist von Interesse, dass der Kome-Gletscher im ganzen eine grössere Geschwindigkeit hat, als der Sermiarsut. Da es nicht anzunehmen ist, dass dieser Überschuss von Fehlern der aus der Karte abgemessenen Abstände der fernen Fixpunkte herrührt, weil dieselben dann eine Grösse haben müssten, welche sie zweifellos nicht erreichen, wird die Differenz den Thatsachen entsprechen. Die grössere Länge und Masse des Kome-Gletschers kann die Ursache des Unterschieds der Geschwindigkeit sein. Die von mir ermittelten Geschwindigkeiten haben die gleichen Beträge, wie sie K. J. V. Steenstrup[1] für drei einzelne Punkte der Mitte des Kome-Gletschers in der Zeit vom 26. September 1879 bis zum 20. Februar 1880 festgestellt hat.

Schwankungen in der Länge der Küstengletscher.

Der Unterschied zwischen den Küstengletschern und den Inlandeisströmen liegt wesentlich in der Intensität der Bewegung; die ersteren haben ungefähr dieselbe Geschwindigkeit in einem Jahr, welche die Inlandeisströme, z. B. der unterste Teil des Grossen Karajak, in einem Tage besitzen. Die Verschiedenheiten unter den einzelnen Gletschern sind nach den oben mitgeteilten Messungen in dieser Hinsicht nicht gross; auch die von K. J. V. Steenstrup ausserdem noch am Sarfarfik und den beiden Umiartorfik-Gletschern angestellten Beobachtungen haben im grossen und ganzen die gleichen Beträge gezeigt. Die Geschwindigkeit der Küstengletscher lässt sich nur mit derjenigen vergleichen, welche die gegen das Land schwellenden äussersten Randgebiete des Inlandeises besitzen; denn die Bewegung der Eisströme parallel zu der Richtung der Landränder hat z. B. selbst dort, wo sie sich vor der Nordstufe des Karajak-Nunataks aus dem grossen gemeinsamen Nährgebiet zu sammeln und zu entwickeln beginnt, eine viel grössere Intensität. Die Randgebiete sind auch die einzigen Gegenden des Inlandeises, wo seine Mächtigkeit der der Küstengletscher nicht weit überlegen ist, sondern annähernd gleicht.

Da die Enden der Inlandeisströme nun im Verlaufe dieser die grösste Intensität besitzen und sich damit von dem Charakter der Küstengletscher am weitesten entfernen, ist es klar, dass die Oscillationen ihrer Lage von anderen Ursachen abhängen werden, als die der Gletscherenden. Der vordere Rand des Grossen Karajak kann z. B. die Strecke in einem Tag durchmessen, zu welcher der Sermiarsut in seiner Mitte ein volles Jahr braucht; wenn demnach die klimatischen und hydrographischen Faktoren, welche das Ende des ersteren bestimmen, an einem Tage mit geringer Intensität wirken und deshalb keine Kalbung herbeiführen, ist der Anlass zu einem Vorstoss um den Betrag der täglichen Bewegung schon gegeben. Solche Schwankungen kommen aber bei dem schnellen Wechsel der Witterung und

[1] Meddelelser om Grønland IV, S. 88.

der Beschaffenheit der Fjorde häufig vor. Sie summieren sich in den Jahreszeiten, indem die Fjordgebiete, in welchen die Ränder der Eisströme liegen, im Winter mit Packeis verstopft werden, was die Auflösung in Eisberge hindert. Dadurch kommen jene Oscillationen in der Länge der Eisströme zu stande, welche Beträge von 200—300 m in wenigen Tagen haben können und in den verschiedenen Jahreszeiten auch immer erreichen, welche aber unter Umständen, wie z. B. beim Jakobshavner Eisstrom, in den verschiedenen Jahreszeiten auch mehrere Kilometer betragen. Ich habe diese Verhältnisse bei Besprechung der einzelnen Eisströme erörtert; die Oscillationen der Länge hängen bei diesen auf das engste mit ihrer heftigen Bewegung und ihrer Lage in den tiefen Fjorden zusammen.

Anders ist es bei den Küstengletschern, weil die klimatischen und hydrographischen Faktoren wohl von Tag zu Tag und sicher vom Sommer zum Winter wechseln, aber in dem Durchschnitt des Jahres doch eine gewisse Beständigkeit haben. Da sie nun bei den Küstengletschern in einem vollen Jahr nur eine Bewegung von 20 bis 30 m zu bekämpfen haben und dieser Kampf auf die lange Zeit verteilt ist, kommen die täglichen Unterschiede des Klimas nicht mehr zur Geltung, wie bei den Inlandeisströmen, sondern gleichen sich in der Jahresperiode aus. Aus diesem Grunde kommt dem Ende der Küstengletscher eine gewisse Beständigkeit zu, wenn nicht besondere Umstände die Bewegung steigern oder schwächen, und damit Oscillationen der Länge herbeiführen.

Bei dem Asakak-Gletscher sah H. Rink[1] das Ende im Jahr 1850 etwa 250 m vom Meer entfernt, A. Helland[2] dagegen im Jahr 1875 500 m und K. J. V. Steenstrup[3] am 27. August 1879 bereits 1150 m. Rink schildert das Ende des Gletschers als schwach gewölbt und zu beiden Seiten von grossen Moränenwällen begleitet, welche noch eine Strecke über das Ende hinausgehen; Helland berichtet, dass 1875 der unterste Teil vollkommen im Schutt begraben war, so dass ihm an einzelnen Stellen Zweifel entstanden, ob er sich auf dem Gletscher oder auf der Moräne befand, und K. J. V. Steenstrup fand weisse Eiszungen, welche über davor liegende Moränenmassen vorzuschreiten begannen. Seine Angabe über die 1150 m grosse Entfernung des Gletschers vom Meer bezieht sich auf das Ende dieser weissen Eiszungen, während aus Helland's Mitteilung nicht mit Sicherheit zu entnehmen ist, ob das Ende der eiserfüllten Moränen oder das des Gletschers selbst 500 m vom Meer entfernt lag; im ersteren Fall würde der von ihm beobachtete Zustand dem von Steenstrup gesehenen mehr gleichen, als es die von beiden angegebenen Zahlen vermuten lassen. Wie dem auch sei: aus den drei Beobachtungen geht mit Sicherheit hervor, dass der Asakak seit dem Jahr 1850 einen bedeutenden Rückzug gehabt hat, bis etwa 1879 ein neuer Vorstoss einsetzte, in welchem der Gletscher über die früher aufgeschütteten und zum Teil noch eiserfüllten Moränen vor seinem Ende fortzuströmen begann.

[1] Nord-Grønland II, S. 158.
[2] Om de isfyldte Fjorde, S. 36.
[3] Meddelelser om Grønland IV, S. 87 und Tav. V, 1 und 2.

Dieser Vorstoss hatte bis zur Zeit meiner Anwesenheit angehalten und soweit geführt, dass das Ende des Asakak am 30. August 1892 nur noch 25 m vom Meer entfernt lag und mit einer hohen Steilwand abschnitt (Tafel 38 und Abbildung 32), in welcher das Eismaterial den Schutt überwog, während die Zunge 1850 schwach gewölbt war und 1875 im Schutt erstickte. Der Gletscher hatte also in den 13 Jahren, welche seit Steenstrup's Besuch vergangen waren, einen Vorstoss um 1125 m gehabt, also durchschnittlich 86 bis 87 m in jedem Jahr.

Um einen weiteren Vorstoss feststellen zu können, hatte ich am 30. August 1892 vier rot gefärbte, parallele Steinreihen in Abständen von 3, beziehungsweise 5 und 5 m von einander gelegt; die erste, äusserste davon lag 10 m vom Ufer des Meeres entfernt, die vierte dicht vor dem Gletscherrand. Sie waren durch eine fünfte, zu allen vieren senkrechte Reihe von roten Steinen verbunden. Am 6. August 1893 fand ich nur noch die beiden äussersten Linien vor und in demselben Abstand von einander und vom Meer, welchen ich 1892 gemessen hatte. Die dem Gletscher nächste, vierte Linie war ganz vom Eise bedeckt, während von der dritten nur einzelne rote Steine noch zum Teil zwischen Boden und Eis sichtbar waren; die fünf Steine der Querlinie zwischen der zweiten und dritten Parallele waren alle noch frei. Der Gletscherrand lag also gerade in der dritten Linie und endete hier mit einer senkrechten Steilwand; der Vorstoss seit dem vergangenen Jahr hatte also 8 m betragen.

Dass dieser Betrag geringer ist, als der Durchschnitt für die letzten 13 Jahre vorher, kann ein Zeichen dafür sein, dass der Vorstoss wieder abzunehmen beginnt, kann sich aber auch daher erklären, dass die Zunge des Gletschers auf dem flachen Boden vor dem engen Gneissthal nun nach allen Seiten auseinanderquillt (Abbildung 32); der Vorstoss ist dadurch verteilt und in jeder einzelnen Richtung vermindert. Auch an der Seite, bei der Bambusstange 3, deren Bewegung ich besprochen habe, ist ein geringer Vorstoss bemerkbar gewesen, da Steine der Moräne dicht neben der Eiswand, welche 1892 markiert waren, im August 1893 nicht wieder gefunden werden konnten; sie waren entweder vom Eise überquollen oder von abgestürzten Massen verdeckt. Das erstere ist nach der früheren Lage der markierten Steine wahrscheinlich. Der Vorstoss des Asakak hatte also im Jahr 1893 noch kein Ende erreicht, wenn er auch absolut durch Abnahme des Vorgangs oder relativ durch Verteilung desselben auf verschiedene Richtungen gegen die vorangehenden Jahre vermindert erscheint.

Es ist ersichtlich, wie sich diese Oscillationen des Asakak von denen der Inlandeisströme unterscheiden. Bei diesen finden die Schwankungen innerhalb weniger Tage und in der Jahresperiode statt und beruhen auf zufälligen Beeinflussungen der Bewegung durch die Witterung und die nach Jahreszeiten verschiedene Beschaffenheit der Fjorde; bei dem Asakak ist es ein durch eine Reihe von Jahren fortgesetzter Vorgang, der sich allmählich zu grösseren Beträgen summiert. Die Ursachen desselben können deshalb nicht in der stätigen Bewegung liegen, sondern in bestimmten Ereignissen, welche die Bewegung für längere Zeiten verändert

haben. Ich habe schon Seite 333 die Ansicht ausgesprochen, dass die katastrophenartigen Niederbrüche des Hochlandeises an den Seiten und dem Hintergrunde des Thals (Tafel 37) die Ursache sind; jedenfalls führen dieselben dem Gletscher grosse Massen von Nährmaterial auf einmal zu und müssen dadurch seine Eigenbewegung so lange steigern, bis die niedergebrochenen Massen verbraucht sind. Es muss also auf einen Niederbruch infolge der gesteigerten Eigenbewegung ein Vorstoss von längerer Dauer erfolgen, während nach Verbrauch der Massen eine Periode des Rückzugs einsetzt. Der schroffe und oft ganz unvermittelte Abstand zwischen Plateauhöhe und Thalboden bedingt gewisse Unstätigkeiten der Ernährung, welche in den Oscillationen der Gletscherlänge in die Erscheinung treten.

Auch der Sermiarsut endigte bei meiner Anwesenseit in anderer Weise, als es früher beobachtet worden ist. H. Rink[1] (1850), A. Helland[2] (1875) und K. J. V. Steenstrup[3] (1879) berichten übereinstimmend, dass der Gletscher im Meer mit einer hohen Steilwand abschliesst, deren Höhe Steenstrup zu 43,5 m bestimmte. Diese Schilderung, welche durch eine von Steenstrup mitgeteilte Photographie veranschaulicht wird, stimmt mit den Verhältnissen, die ich 1892 und 1893 sah, nicht mehr überein; denn nur die rechte, neben der Seitenmoräne gelegene Hälfte des Gletschers endigte noch mit einer Steilwand, deren Höhe auch nur 10 bis 15 m betrug, während die linke Hälfte sich mit einer Wölbung bis zum Wasserspiegel herabsenkte. Vor derselben lag der Endmoränenwall, hinter dem sich die früher geschilderten Lagunen gesammelt hatten (Abbildung 31, Seite 311); dieser selbst, sowie die Steilwand der rechten Seite, lagen bei niedrigem Meeresstand trocken und befanden sich also auf derselben Stelle, wo zu Steenstrup's Zeit die 43,5 m hohe Steilwand lag. Der Gletscher hat sich demnach seit 1879 etwa um 10 m zurückgezogen und durch Abböschung der hohen Steilwand erheblich an Masse verloren. Dieser Rückzug erfolgte in der gleichen Periode, in welcher der Asakak, welcher von denselben Hochlandeisfeldern gespeist wird, seinen bedeutenden Vorstoss gehabt hatte. Es ist möglich, dass die entgegengesetzten Schwankungen der beiden benachbarten Gletscher mit einander in einem ursächlichen Zusammenhang stehen.

Beim Kome-Gletscher habe ich keine Veränderung in der Lage der Zunge seit 1850 feststellen können; die Schilderung seines Endes, welche Rink, Helland und Steenstrup gegeben haben, stimmt mit der meinigen (Kapitel XII) vollkommen überein. Auch diese Beobachter erwähnen die beiden Seitenmoränen, welche über das Ende des Gletschers hinausziehen. Helland fand 1875 die Höhe des Endes bei 200 m, Steenstrup 1879 bei 193 und ich 1891 bis 1893 bei 188 m. Eine Veränderung der Lage wird man nach diesen geringen Unterschieden nicht annehmen können: in den drei Jahren, in welchen ich den Gletscher zu verschiedenen Zeiten sah, war eine solche jedenfalls nicht zu bemerken. Da die

[1] Nord-Grønland II, S. 157.
[2] Om de isfyldte Fjorde, S. 35.
[3] Meddelelser om Grønland IV, S. 88. Tav. V, 3.

äussere Zerstörung durch die Bäche bei dem Kome-Gletscher eine besonders kräftige ist, indem grosse Teile an den Seiten, wie am vorderen Ende, dadurch abgetrennt und vernichtet werden und die Schründe der mächtigen Seitenmoränen stätig an Weite und Tiefe gewinnen, muss die Ernährung sehr beständig und reichlich sein, um das Gleichgewicht aufrecht zu erhalten. In früheren Zeiten hat der Gletscher eine grössere Ausdehnung gehabt, wie die Moränenzüge neben ihm und vor seinem Ende beweisen; die Zerstörung schreitet aber trotz der Stärke der Ablation äusserst langsam voran.

Von den beiden Umiartorfik-Gletschern, die ich nicht besucht habe, sind durch die Beobachtungen von Rink, Helland und K. J. V. Steenstrup Oscillationen der Länge von geringem Ausmaass erwiesen, von dem Sarkak-Gletscher dagegen solche von ähnlicher Stärke, wie sie der Asakak zeigte. Auch in anderen Hochlandeis-Bezirken scheinen dort Schwankungen vorzukommen; so berichtete mir z. B. im Jahr 1891 der Verwalter der Handelsstelle Niakornat, Herr Hendriksen, dass von zwei benachbarten Gletschern von Upernivik Ø der eine vorgestossen wäre, während der andere sich gleichzeitig zurückzog. Es würde dieses die gleiche Erscheinung sein, welche wir am Asakak- und Sermiarsut-Gletscher gefunden haben, und die schon Rink[1] besonders betont hat, indem er davor warnte, aus dem Vorstoss eines einzelnen Gletschers auf eine Zunahme des Eises im ganzen Gebiet zu schliessen. „Es kann als eine Thatsache angesehen werden, dass die acht Gletscher von Nugsuak — es sind die zwischen Sarkak und Sarfarfik gelegenen gemeint — in einer Periode vorstossen, um dann anzuhalten und sich infolge der Abschmelzung wieder zurückzuziehen und zu vermindern, und zwar derart, dass die einen abnehmen, während die anderen wachsen.“

Der Umstand, dass die Oscillationen bei den verschiedenen Gletschern, und besonders bei nahe benachbarten, gleichmässig im verschiedenen Sinn stattfinden, deutet darauf hin, dass die Gründe, welche ich für die Oscillationen des Asakak anführte, vielleicht eine allgemeine Gültigkeit haben. Wenn durch einen plötzlichen Absturz von Hochlandeismassen der eine Gletscher mächtig vermehrt und zum Vorstoss gedrängt wird, ist dem Eise des Plateaus selbst zu gleicher Zeit eine erhebliche Masse verloren gegangen, was in einer Verminderung des stätigen Abströmens von oben zum Ausdruck kommen muss. Bei einem plötzlichen Zuwachs von Masse zu einem Gletscher müssen deshalb die anderen, von demselben Eisfelde gespeisten, leiden und sich zurückziehen; hierdurch kann sich wohl das entgegengesetzte Verhalten benachbarter Gletscher erklären. Ich erwähnte schon vorher, dass die Formen des Gneisslandes derartige Unterbrechungen der stätigen Speisung begünstigen, weil bei ihnen der Übergang zwischen dem Hochlandeis und dem Thalgletscher fehlt, da das Plateau selbst durch hohe Stufen von den Böden der Thäler getrennt ist. Es ist vielleicht kein Zufall, dass bei dem Gletscher von Kome, dem ersten, welcher nur noch zum Teil zum Gneissland gehört, keine

[1] Nord-Grønland II, S. 159 f.

Oscillationen nachweisbar sind; die Formen des Trapplandes haben Übergänge zwischen Höhen und Tiefen und haben daher auch eine mehr geregelte, stätige Ernährung der Gletscher, welche grosse Schwankungen ausschliesst. Weitere Untersuchungen in dieser Richtung können zu interessanten Ergebnissen führen.

Unabhängig von den heutigen Oscillationen sind die alten Moränen, welche die Seiten mehrerer Gletscher, z. B. des Asakak und des Sermiarsut, begleiten. Ihr schwarzes Flechtenkleid beweist ihr hohes Alter, ihre Grösse das beträchtliche Ausmaass der Gletscher, welche sie einst gebildet haben. Sie gehören zu den Bildungen, welche auch die Ränder des Inlandeises auf dem Karajak-Nunatak, auf Nugsuak und an anderen Orten begleiten, und beweisen, dass mit der früheren, grösseren Verbreitung des Inlandeises auch eine solche des Hochlandeises Hand in Hand ging. Dieser Vorstoss war eine allgemeine Erscheinung, was die heutigen Oscillationen nicht sind; die Fülle von erratischen Blöcken, welche den ganzen Abhang der Schneekuppe bedecken und sich auch bis hoch hinauf am Kilertinguak finden, verdankt ihm ihre Entstehung.

Man muss sich hüten, die Wirkungen, welche die Ausdehnung des Hochlandeises einst gehabt hat, mit denen des Inlandeises zu verwechseln, weil das zu einer Überschätzung des letzteren führt. Bei den Höhenverhältnissen des Landes kann es zwar keinem Zweifel unterliegen, dass die beiden Eisdecken in der Vorzeit mit einander verschmolzen, wie es heute noch im Karrat-Fjord der Fall ist; man wird jedoch eine beschränktere und richtigere Vorstellung von der Ausdehnung, der Mächtigkeit und den Wirkungen des früheren Inlandeises gewinnen, wenn man die von ihm unabhängige Entstehung und Verbreitung des Hochlandeises jetzt und in der Vorzeit bedenkt.

Vierzehntes Kapitel.

Die Eisberge.

Wenn wir von den antarktischen Eisbergen absehen, über deren Höhenverhältnisse wohl viele Schätzungen, aber wenige zuverlässige Messungen vorliegen,[1] bildet Grönlands Inlandeis die grössten Eisberge, welche bekannt sind, und sendet sie in die umgebenden Meere hinaus. Trotz der schnellen Abschmelzung, welcher vom Wasser bespültes Eis unterliegt, können die mächtigen Kolosse sich im Meer lange schwimmend erhalten und treiben in bestimmten Driften an den Küsten Grönlands von Norden nach Süden, und dann weit über Kap Farvel hinaus, so dass sie auf der Neu-Fundland-Bank unter 45° n. Br. noch häufig getroffen werden und auch, weiter über den 40° n. Br. nach Süden ziehend, den transatlantischen Dampferlinien Gefahren bringen.

Die Eisberge entstehen in der ganzen Erstreckung der beiden grönländischen Felsenküsten; aber diejenigen, welche aus der Umgebung Grönlands nach Süden hinabtreiben, haben ihren Ursprung entweder an dem nördlichen Teil der Westküste, von der Disko-Bucht an bis zum Smith-Sund, oder an dem südlichen Teile der Ostküste, etwa bis zum 68° n. Br. nach Norden hinauf. Der südliche Teil der Westküste hat wohl auch eine Reihe von Fjorden, in welche Eisströme münden, doch sind dieselben nicht so breit, wie weiter im Norden; ihre Eisberge sind deshalb von geringeren Abmessungen und können sich nicht so lange im Meer erhalten. Der nördliche Teil der Ostküste vom Scoresby-Sund an bildet zahlreiche Berge, er kann dieselben aber nicht in das offene Meer hinaussenden, weil eine Untiefe, die sich an der Küste entlang zieht, gerade den grossen Bergen den Ausweg versperrt. Dieselben bleiben deshalb dort den inneren Teilen der Fjorde erhalten,[2] während sie in dem südlichen Teil der Ostküste nach den Schilderungen von G. Holm[3] unmittelbar an der Aussenküste entstehen und mit der nord-

[1] K. Fricker: Die Entstehung und Verbreitung des antarktischen Treibeises; Leipzig 1893.
[2] Die zweite Deutsche Nordpolarfahrt I, Leipzig 1874, S. 679. Meddelelser om Grønland XIX, S. 184 ff.
[3] Meddelelser om Grønland IX und X.

südlichen Strömung bis Kap Farvel treiben. Dort biegen sie um die Südspitze Grönlands herum und vereinigen sich mit der Eisbergdrift, welche von dem nördlichen Teil der Westküste herkommt, um nun nach Süden zu wandern. Der Zug von Eisbergen, welcher weit hinabgeht, kommt mithin aus der Davis-Strasse und der Baffin-Bai, also aus den Meeren an der Westküste Grönlands her, ohne ausschliesslich dieser letzteren selbst zu entstammen.

Das Gebiet der drei grossen Buchten des nördlichen Teils der Westküste ist aber jedenfalls in hervorragendem Maasse an der Bildung der Eisbergdriften des Meeres beteiligt, wie auch der Umstand lehrt, dass die Zahl der Eisberge sich ausserordentlich steigert, sowie man den Polarkreis überschritten hat und sich dem Ausgang der Disko-Bucht nähert. In dieser eröffnet der Jakobshavner Eisfjord die Reihe der Meeresverzweigungen, welche eine grosse Menge von Eisbergen bilden; er ist zugleich einer der wichtigsten und produktivsten von ihnen. Es folgen nach Norden zunächst die beiden Fjorde von Igdloluarsuit, die nach R. Hammer[1] nur verhältnismässig kleine Eistrümmer liefern, und dann der Torsukatak, welcher wieder ausserordentlich viele und mächtige Berge bildet.

Unter den Verzweigungen der Nordostbucht ist der Grosse Karajak der erste und produktivste; es folgen der Kleine Karajak und Sermilik, deren Eisberge an Zahl und Grösse die des Grossen Karajak lange nicht erreichen, obgleich sie an sich nicht unbedeutend sind, und dann der Itivdliarsuk, dessen drei Eisströme zusammen eine sehr grosse Menge erzeugen, welche im ganzen der des Grossen Karajak kaum nachstehen wird. Nördlich hiervon sind die Fjorde von Ignerit, Kangerdluarsuk und Kangerdlugsuak an sich produktiv, doch nach den vorliegenden Berichten[2] im Vergleich mit dem Grossen Karajak von geringerer Bedeutung. Erst im Karrat-Fjord finden wir bei Rink's Eisstrom und dem Umianako wieder zwei Stellen, welche unbedingt zu den gewaltigsten Eisbergstätten gehören, während die beiden nächsten Verzweigungen der Nordostbucht, die Fjorde von Sagdliarusek und Uvkusigsat, nur wenige Eisberge liefern.[3]

In Uperniviks-Land beginnt dann bei Uperniviks-Eisstrom jene im VII. Kapitel geschilderte Reihe von breiten Austrittspforten des Inlandeises, durch welche eine im einzelnen schwankende, aber in der Gesamtheit sehr bedeutende Anzahl von Eisbergen in das Meer hinaustritt. In der Melville-Bai, wo der Rand des Inlandeises auf weite Strecken ununterbrochen im Meer liegt, wächst die Fülle, und auch in den Fjorden von Hayes-Halbinsel, wo die Ausbreitung des Landes wieder jene des Eises beschränkt, wurde von Peary und seinen Begleitern eine bedeutende Zahl von Bergen gesehen.[4] In Kanes-Bucht mündet der „Humboldt-Gletscher“, dessen Produktivität als eine ausserordentliche geschildert wird, und auch nördlich davon dringen noch viele Berge in das Polarmeer hinaus.

[1] Meddelelser om Grønland VIII, S. 11.
[2] Ebendaselbst V, S. 34. A. Helland: Om de isfyldte Fjorde, S. 27.
[3] Meddelelser om Grønland V, S. 9.
[4] Vergleiche S. 163, Anmerkung 2.

Somit giebt es von der Disko-Bucht an bis zum Smith-Sund keinen Teil der Westküste Grönlands, in welchem nicht eine grosse Menge von Eisbergen entsteht. Die Produktivität der einzelnen Stellen ist zwar eine verschiedene; aber dadurch, dass die Küstenstrecken entweder eine grössere Anzahl von Bildungsstellen besitzen, die im einzelnen eine nach Zeiten schwankende, in der Gesamtheit jedoch stätige Thätigkeit entwickeln, wie in Uperniviks-Land, oder dass sie von einem einzigen riesigen Eisstrom von dauernder Produktivität durchbrochen werden, wie bei Jakobshavn, oder dass eine breite Landmasse, welche das Inlandeis für längere Strecken abgesperrt hatte, wie die Halbinsel Nugsuak, an beiden Seiten von sehr bedeutenden Eisfjorden begleitet wird, — ist der Erfolg im ganzen Verlaufe der nördlichen Westküste gleichmässig der, dass das Meer davor von einer grossen Eisbergmenge erfüllt wird. Er kommt unter verschiedenen äusseren Verhältnissen zu stande; denn das Inlandeis dringt bei Jakobshavn gegen einen geschlossenen Küstensaum von geringer Höhe heran, während es bei Kangerdluk von mächtig hohen Gebirgen begrenzt wird, die naturgemäss auch eine Fortsetzung unter dem Inlandeis haben; bei Upernivik liegt es ganz in der Tiefe, auf Hayes-Halbinsel und nördlich davon in einem Hochland von mittlerer Höhe. Wenn die Zufuhr von Eisbergen zum Meer trotzdem in der Gesamtheit überall annähernd in der gleichen Fülle erfolgt, muss man schliessen, dass sie von den Produktionsstätten im allgemeinen unabhängig ist, und dass nur die Verschiedenheiten im einzelnen dadurch bedingt sind.

Das Vorkommen der Eisberge.

Da die Bewegung des Inlandeises und seiner Ausläufer im Sommer und Winter dieselbe ist, wird das ganze Jahr hindurch die gleiche Menge von Eisbergen gebildet; nur die Anzahl, welche in das offene Meer hinausgetrieben wird, ist von der Beschaffenheit der Fjorde abhängig und somit nach Jahreszeiten verschieden. Im Winterzustand der Fjorde liegen die Eisberge in deren Hintergrund fest, im Sommerzustand treiben sie in das offene Meer hinaus und mit dessen Strömungen nach Süden hinab. In der Übergangszeit vom Winter zum Sommer, in welcher die Wärme des Meeres die Packeisstauungen löst und die Winde die einzelnen Gruppen davon in Bewegung versetzen, trifft man in der Baffin-Bai und Davis-Strasse Eisbergschwärme an, welche den einzelnen Ausbrüchen der Eisfjorde entstammen und eine Zeit lang zusammenhalten, bis sie sich im offenen Meer verteilen.

Während der Hinreise habe ich in der Davis-Strasse den ersten Eisberg 1891 am 4. Juni unter 61° 25′ n. Br. und 55° 9′ w. L. v. Gr., 1892 am 31. Mai unter 59° 54′ n. Br. und 52° 4′ w. L. v. Gr. gesehen. In beiden Jahren waren von diesen Anfängen an dann täglich einige Eisberge zu sehen, falls nicht Nebel den Ausblick auf die nächste Umgebung des Schiffes beschränkte; die Anzahl war aber zunächst noch anhaltend gering, nämlich 1891 bis zum Polarkreis höchstens fünf an jedem Tag und 1892 im Durchschnitt ein wenig, aber nicht wesentlich mehr.

Eine Zunahme der Anzahl fanden wir erst mit Annäherung an die Disko-Bucht, und zwar 1891 bei dem ersten Anblick von Disko am 12. Juni, wo ich 25 Eisberge zählte, und 1892 zwischen Holstensborg und Egedesminde, also zwischen 67° und 68° n. Br., wo wir am 17. Juni morgens 11 und abends 103 Eisberge sahen. In beiden Fällen trafen wir auf den Ausläufer eines Schwarms, welcher 1892 schon etwas weiter nach Süden gerückt war. Der Umstand, dass südlich von der Disko-Bucht in grösserer Entfernung nur vereinzelte Eisberge getroffen wurden, zeigt, dass erst in dieser die Eisbergschwärme, also die Fjorde von bedeutender Produktivität, beginnen. Das Centrum des Schwarms haben wir 1891 erst in der Disko-Bucht getroffen, in welche wir am 13. Juni einfuhren, während wir es 1892 am 18. und 19. Juni südlich von Egedesminde unter 68° n. Br. fanden. Beim ersten Anblick von Disko am 20. Juni 1892 war es vorüber; denn die Anzahl der Eisberge blieb in den Tagen vom 20. bis zum 24. Juni, in welchen wir vor dem Eingang der Disko-Bucht kreuzten, hier, wie in der Bucht selbst, erheblich geringer, als vorher in der Mitte des Schwarms.

Hiernach hat der Jakobshavner Eisfjord in beiden Jahren etwa um den 10. Juni herum seinen ersten Ausbruch gehabt, was uns 1891 bei der Ankunft in der Kolonie Jakobshavn am 16. Juni auch bestätigt wurde. Wir sahen 1891 den Schwarm am 14. und 15. Juni noch von der Mündung des Eisfjordes ausstrahlen und die ganze Disko-Bucht mit zahllosen Bergen und Trümmern erfüllen, während die Davis-Strasse erst von seinen Ausläufern erreicht war. Im Jahr 1892 war die Hauptmasse des Schwarms am 18. und 19. Juni schon in die Davis-Strasse gekommen und lag südlich von Egedesminde; er hatte also in derselben Zeit, wie 1891, im Innern der Bucht gelegen und sich offenbar fast an dem gleichen Tag aus der Mündung des Eisfjordes ergossen.

Die Eisbergschwärme des Torsukatak-Fjordes haben wir im Vaigat getroffen, das zwar auch von den Bergen des Jakobshavner Eisfjordes erfüllt werden kann, aber seiner Lage nach doch in erster Linie die Abzugsstrasse für die des Torsukatak ist. Wir fanden bei einer Segelfahrt von Ritenbenk nach dem Handelsplatz Nugsuak am 24. Juni 1891 den östlichen Teil des Vaigat bis Sarkak hin so dicht verstopft, dass unser kleines Boot nur mit grosser Mühe hindurchkam; westlich von Atanikerdluk lagen die Eismassen damals weiter zerstreut. Im Jahr 1892 fanden wir am 25. Juni in der Baffin-Bai bei Hare Ø einen dichten Schwarm und auch den westlichen Teil des Vaigat, so weit wir sehen konnten, von Eis erfüllt. Man kann hiernach annehmen, dass der Torsukatak in beiden Jahren etwa um den 20. Juni seinen ersten Ausbruch gehabt hat, und dass die Eismassen in den Tagen darauf durch das Vaigat hinaustrieben. Der Ausbruch erfolgte hiernach etwa zehn Tage später, als im Jakobshavner Eisfjord, der kaum einen Grad südlicher liegt.

Noch später sind die Ausbrüche im Hintergrunde des Umanak-Fjordes erfolgt, da wir sowohl 1891, wie 1892 am 26. und 27. Juni in den äusseren Teilen des letzteren bis zur Umanak-Insel nur vereinzelte Eisberge gefunden haben.

Östlich davon sahen wir dagegen bei den Bootfahrten von Umanak nach Ikerasak am 1. Juli 1891, beziehungsweise 3. Juli 1892 sehr erhebliche Eismassen, und östlich von Ikerasak war der Weg nach Karajak in beiden Jahren bis Mitte Juli vollkommen versperrt, so dass wir 1891 erst am 13. und 1892 am 15. Juli in das Innere des Fjordes vordringen konnten, was auch dann noch durch sehr dichte Eismassen geschah.

Das Ausstossen aus dem Hintergrunde des Grossen Karajak-Fjordes pflegt freilich, wie ich im X. Kapitel ausgeführt habe, schon früher zu beginnen; denn am 4. Juni 1893 sind in dem Packeis vor dem Rande des Eisstroms die ersten ruckweisen Verschiebungen und am 8. Juli das erste ständige Treiben zu bemerken gewesen, welches den Hintergrund des Fjordes langsam, aber vollständig vom Eis befreite, so dass am 24. Juli das Ausstossen des innersten Teils beendigt war. Die Ausbrüche in das offene Meer aber erfolgen beim Grossen Karajak später und weniger einheitlich, als bei dem Jakobshavner Eisstrom und dem Torsukatak, weil die Inseln und Verengungen des Umanak-Fjordes sie hindern. Anfang Juli lag die Eisstopfung noch bei Ikerasak und begann in den ersten Tagen dieses Monats erst ihren Vormarsch von hier in die äusseren Teile der Bucht. Diese Ausbrüche müssen wir mit denen aus der Mündung des Torsukatak und des Jakobshavner Eisfjordes vergleichen, weil die Gegend von Ikerasak gewissermaassen die Mündung des Grossen Karajak-Fjordes ist; wir haben demnach bei dem letzteren eine Verspätung von etwa zehn Tagen gegenüber dem Torsukatak.

Auf den ersten Ausbruch folgen andere. In derselben Weise, wie sich die Säuberung der innersten Teile des Grossen Karajak im Laufe der Monate Juni und Juli allmählich vollzog, löste sich die Stopfung der Mündung des Fjordes, also der Gegend von Ikerasak, im Laufe der Monate Juli und August. Im Jahr 1893 waren die Eismassen bei Ikerasak noch Ende Juli so dicht, dass ein Boot von dort nach unserer Station erst am 28. Juli vordringen konnte, während das in den beiden Jahren vorher schon Mitte Juli möglich war. Diese Unterschiede hängen von den Winden ab, welche geherrscht haben. Im Juli 1893 hatten wir fast ununterbrochen fjordauswärts wehende Winde gehabt, welche das Innere des Fjordes vom Eise befreiten, die Gegend von Ikerasak dagegen desto stärker verstopften; im Juli 1891 und 1892 hatten dazwischen auch mehrfach fjordeinwärts gerichtete Winde geweht, welche das Eis mehr zerstreuten, indem sie Teile davon wieder in das Innere des Fjordes zurückschafften oder dort zurückhielten und nicht alles bei Ikerasak zusammentrieben. Durch die Ausbrüche aus der Gegend von Ikerasak werden dann die äusseren Teile des Umanak-Fjordes mit Eisbergschwärmen erfüllt; in den Tagen vom 20. bis 23. August 1893 war z. B. das Meer um die Umanak-Insel so verstopft, dass im Hafen der Kolonie kein Kajak zu verkehren vermochte.

Während der Heimreise durch die Davis-Strasse im August 1891 und in der ersten Hälfte September 1893 habe ich nur vereinzelte Berge gesehen, und zwar die letzten etwas nördlich von 62° n. Br. Die früheren Schwärme waren

damals durch Strömungen oder durch Winde lange verteilt, und die Auflösung der Winterstauungen in den Fjorden war beendigt, so dass keine neuen Schwärme mehr entstanden. Die ständige Bewegung des Inlandeises lieferte wohl anhaltend neue Berge und Trümmer; dieselben kamen aber nicht mehr in dichten Massen in das offene Meer, und nur die grössten trieben einsam nach Süden herab.

In Upperniviks-Land beginnen die Ausbrüche früher, als in den beiden grossen Buchten südlich davon, nämlich schon Anfang Mai, weil sich die Packeisstauungen hier zeitiger lockern. Der Grund liegt in dem geringen Abstand zwischen dem Inlandeisrand und dem Meer; die Bewegungen des letzteren sind in den kurzen Sunden weniger gehemmt, als in den tief hineingreifenden Buchten, und werden in den ersteren auch durch Untiefen und Verengungen zwischen den Inseln verstärkt. Zu kräftigen Ausbrüchen dichter Schwärme kommt es indessen in Uperniviks-Land nicht überall, weil geringe Schwankungen des Inlandeisrandes in der Produktivität der einzelnen Stellen fühlbarer werden, als in den Gebieten, welche nur durch eine einzige Pforte enteist werden; in der Gesamtheit sendet aber Uperniviks-Land in jedem Jahr viele Eisberge in das Meer hinaus. Wir trafen im April 1893 vor der Aussenküste der Halbinsel Svartenhuk eine grosse Menge derselben an, die in ihrer Wanderung gegen Süden durch die winterliche Eisdecke des Meeres gehemmt war.

An der Nordküste der Melville-Bai werden die Stauungen des Winters nach E. Astrup[1] nicht mehr in jedem Jahr gelöst, obgleich das Meer dort unmittelbar Zutritt zum Inlandeisrande hat. Geringe Tiefe an der Küste kann diese grössere Dauer der Stauungen erklären, zumal die Eisberge sich bei der grossen Zahl der dort endenden Eisströme besonders reichlich ansammeln müssen. Nördlich von Kap York werden dagegen die Fjorde und Golfe von Hayes-Halbinsel nach den Erfahrungen Peary's in jedem Sommer wieder befreit; sie sind freilich wegen der grösseren Auflösung des Inlandeisrandes wohl auch nicht so reichlich erfüllt gewesen, wie an der Nordküste der Melville-Bai. Mit dem nördlichen Teile des Smith-Sundes und mit Kane's-Bucht beginnt dann das Gebiet, wo in der Regel viele Jahre vergehen, ehe das Packeis gelöst wird und in Bewegung gerät, wie es schon manche Expedition zu ihrem Unheil erfuhr. Die Verengung des Kennedy-Kanals durch das Grinnell-Land nördlich vom Smith-Sund hindert die Eisberge an einem jährlich wiederkehrenden Treiben nach Süden. An der Ostküste Grönlands ist das schon in südlicheren Breiten der Fall; K. Koldewey[2] beschreibt Eispackungen von langer Dauer schon aus der Gegend des 76° n. Br., und C. Ryder konnte den Scoresby-Sund unter 70° n. Br. im Sommer 1892 erst Ende August verlassen; die Auflösung des Packeises findet hier also schwerer, als in gleichen Breiten an der Westküste statt, weil eine Untiefe den Zug in das offene Meer aufhält.

[1] T. C. Chamberlin, The Journal of Geology III, 1, 1895.
[2] Die zweite deutsche Nordpolarfahrt, Band I, Leipzig 1874, S. 488 f.

Neben den Eisbergschwärmen, welche in der Regel nur einen kurzen Bestand haben, weil sie im Meer bald zerstreut werden, bilden die Eisbergbänke Ansammlungen von längerer Dauer. Sie entstehen auf Untiefen, auf welchen die mächtigen Eisberge auf Grund geraten und so lange liegen bleiben, bis die Masse durch Abschmelzung vermindert und an Gewicht erleichtert ist, so dass ein besonders starkes Hochwasser sie dann heben und über die Untiefe hinwegtragen kann.

Derartige Ansammlungen begleiten naturgemäss hauptsächlich die Küsten, welche mit mässigen Neigungen unter den Meeresspiegel einfallen; besonders die Nordküste von Nugsuak ist daran reich, weil die grossen Thalgletscher hier reichliche Schotter in das Meer hinausgetragen und in breiten Schuttkegeln angehäuft haben. Vor dem Kome-Thal lagen in der Regel einige Eisberge fest, und besonders viele auf dem Delta des Sermiarsut. Der Ansammlung von Eisbergen an dieser Stelle verdankt der Wohnplatz Sermiarsut zum Teil seine günstigen Fangverhältnisse, da die Seehunde sich nach dem Eise hinziehen und deshalb zwischen den Eisbergen der Bank zahlreich zu finden sind. Auch die Ostseite der Umanak-Insel scheint in einigen Untiefen unter dem Meer eine Fortsetzung zu finden, da ich dort fast immer und im Herbst 1892 sogar mehrere Monate lang einige mächtige Eisberge festliegen sah. An der Nordseite von Karrat Ø fanden wir im April 1893 ebenfalls eine starke Ansammlung, welche sich noch weit in das Innere des Fjordes bis Umiamako hinzog. Es ist aber möglich, dass hier die Reste eines Schwarms lagen, welcher in der Verengung der Fjordmündung zurückgehalten wurde und dann einfror, und es braucht nicht notwendig auch hier eine Untiefe vorhanden zu sein.

Die bekannteste und grösste Eisbergbank Nord-Grönlands liegt in der Mündung des Jakobshavner Eisfjordes. Sie bestand im Winter 1893 aus zwei Teilen, von denen der grössere gerade die Mitte des Fjordes einnahm, während der kleinere nordwestlich von jenem lag; gegen Südwesten setzte sich der grössere in einer Reihe einzelner Eisberge fort. R. Hammer[1] vergleicht diese Bank treffend mit einem Pfropfen, welcher die Fjordmündung sperrt; er ermittelte die Tiefe im Fjord östlich neben der Bank zu 240 Faden, während sie nach seiner Angabe auf der Bank nur 130 Faden beträgt. Diese Untiefe können die gewaltigen Kolosse des Eisfjords naturgemäss nicht überschwimmen; sie stossen auf Grund und bleiben dann bisweilen Jahre lang dort liegen.

Die beiden Wohnstätten an der Nord- und an der Südseite der Fjordmündung, Jakobshavn und Claushavn, verdanken dieser Eisbergbank ihren ausgezeichneten Fang, da sich in ihrer Nähe nicht allein die Seehunde in grosser Zahl einfinden, sondern auch Haie und Heilbutten auf den Untiefen, mit welchen die Bank in die Disko-Bucht ausläuft, in unerschöpflichen Mengen erbeutet werden. Andererseits ist die Bank der Grund für die Unwegsamkeit des grossen Fjordes, weil sie den

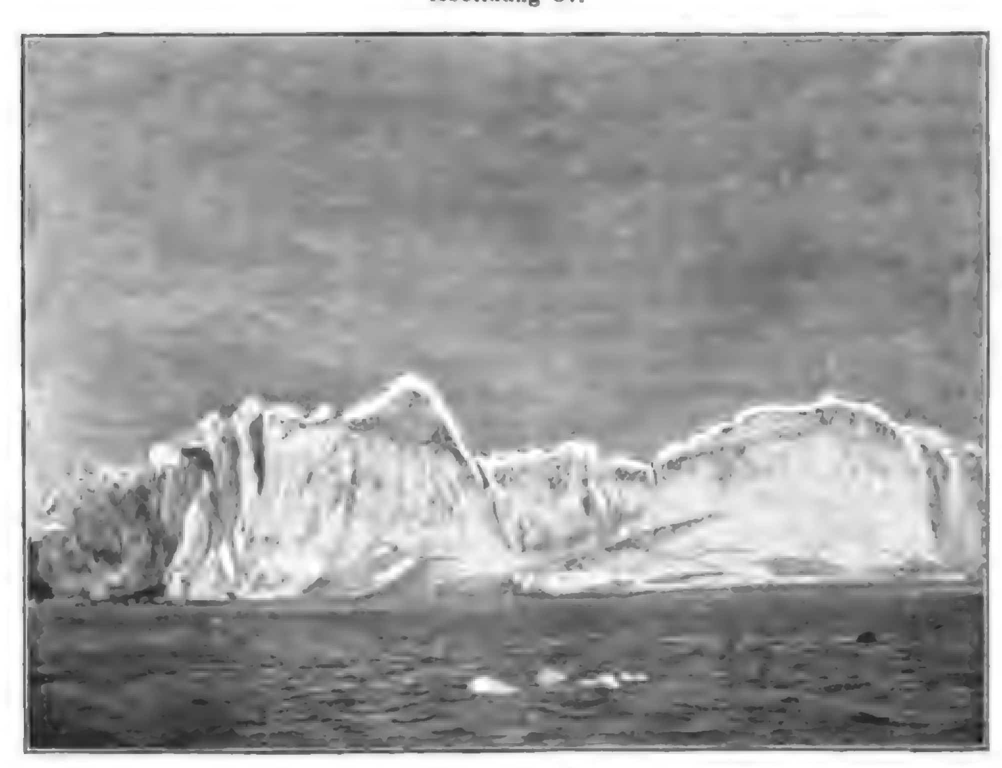
[1] Meddelelser om Grønland IV, S. 25.

Eismassen den freien Ausweg in die Disko-Bucht sperrt. Trotz der heftigen Ausbrüche, welche von Zeit zu Zeit stattfinden und die ganze Disko-Bucht mit ihren Trümmern erfüllen, werden stets so riesige Eismassen hinter der Bank im Fjord zurückgehalten, dass derselbe nur in der Mündung und auch hier nur selten für Boote passierbar wird, während man in anderen Eisfjorden nach den Ausbrüchen ganz gut vordringen kann.

Die Formen der Eisberge.

Wenn man die Mannigfaltigkeit der Formen betrachtet, welche schon die Oberflächen der Eisströme in den Gebieten der mehrfachen Zerklüftung besitzen, und bedenkt, dass die Teile derselben, welche als Eisberge davontreiben, noch der

Abbildung 37.



Schwimmender Eisberg.

modellierenden Kraft der Meereswellen nach verschiedenen Richtungen hin unterliegen, wird man verstehen, dass eine Klassifizierung der Eisbergformen unmöglich ist. Es ist auch nicht meine Absicht, eine solche zu versuchen, denn die Formenfülle ist in der That unerschöpflich. Man sieht lange Mauern, viereckige Kasten, runde Kuppen, zackige Spitzen, steile Obelisken, gewölbte Bögen, amphitheatralische Gebäude und ganze Festungen von Eis im Meer dahintreiben, und dazu eine solche Fülle von Übergangsformen, dass das Auge daran eine ewige

Abwechslung findet. Ich will hier nur auf zwei Haupttypen hinweisen, welche für die Entstehung der Eisberge von Wichtigkeit sind, und daran einige Bemerkungen über die Art und Weise knüpfen, wie das Meer bei der Ausgestaltung der Eisbergformen zu wirken beginnt.

Bei den Fahrten durch die Fjorde und bei den Gängen längs den Ufern der Eisströme fällt es auf, dass man selten ungewälzte Eisberge trifft, also solche, die sich in derselben Stellung, welche sie im Zusammenhang mit dem Eisstrom einnahmen, auch nach der Auslösung im Meer schwimmend erhalten. Die weit überwiegende Menge der im Meer treibenden Eisberge hat sich nach der Loslösung vom Eisstrom gewälzt, wie man aus ihren mehr oder weniger durch Wasserthätigkeit beeinflussten Formen erkennt, während die spaltendurchsetzten Oberflächen der ungewälzten mit ihren Spitzen und Kasten das Aussehen der Eisstromoberflächen bewahren.

Von ungewälzten Eisbergen sah ich drei im Jakobshavner Eisfjord, und zwar den einen davon unmittelbar vor dem sehr ausgezackten Rande des Eisstroms, so dass man ihn noch für einen Teil desselben hätte halten können, den zweiten vor der Bucht Kangerdlukasik und den dritten weiterhin in der Mündung des Fjordes. Drei andere sah ich Anfang Juni 1893 in dem Packeise, welches im Hintergrund des Itivdliarsuk-Fjordes zusammengestaut war. Einen siebenten fand ich an der Ostspitze von Kekertarsuak, also unmittelbar vor dem vorderen Rande des Eisstroms von Umiamako. Ein achter lag Mitte Mai im Umanak-Fjord westlich von der Insel Umanak eingefroren.

Über die Herkunft der erstgenannten sieben Eisberge kann kein Zweifel sein; sie lagen vor den Eisströmen, von welchen sie sich losgelöst hatten. Der achte könnte seiner Lage nach sowohl aus dem Grossen Karajak, wie aus dem Itivdliarsuk-Fjord stammen; der Kleine Karajak und der Sermilik stehen nicht in Frage, weil sie derartig grosse Eisberge überhaupt nicht bilden. Ich halte es für sicher, dass er aus dem Itivdliarsuk hergekommen ist, weil ich dicht vor dessen Rand im Juni 1893 derartig geformte Eisberge gesehen habe, was bei dem Grossen Karajak niemals der Fall war. Von diesem wurde während der Zeit meiner einjährigen dauernden Überwachung nur einmal, am 15. April 1893, ein Eisberg losgelöst, welcher sich nicht sofort umwälzte; das geschah aber nur, weil das Packeis vor dem betreffenden Teil des Randes so dicht war, dass er sich nicht umwälzen konnte. Die Form eines breiten, aufrecht schwimmenden Eisspitzensystems, wie es den ungewälzten Eisbergen sonst eigentümlich ist, hatte er aber nicht; er war nur schmal und verlief oben in einer Spitze. Man sieht diesen Eisberg auf Tafel 34 und erkennt auch, dass seine Form von der sonst üblichen Form der Eisberge des Grossen Karajak abweicht.

Da überhaupt ungewälzte Eisberge entstehen, werden sie natürlich auch in grösserer Anzahl vorkommen, als ich sie gesehen habe; sie werden nachträglich durch Abbruch einzelner Teile ihre Gleichgewichtslage verändern und sich umwälzen, so dass sie dann den gewälzten Formen gleichen. Es erscheint mir jedoch

bemerkenswert, dass das Vorkommen ungewälzter Eisberge auf bestimmte Fjorde beschränkt ist und dass sie in anderen nicht beobachtet wurden; dieser Umstand deutet darauf hin, dass sie in den letzteren nicht entstehen können, und dass jeder Eisberg, der von den dortigen Eisströmen losgelöst wird, sich sogleich umwälzen muss, während das bei ersteren, wenn überhaupt, erst einige Zeit nach der Bildung geschieht. Eisströme, welche ungewälzte Eisberge bilden, sind mithin der Eisstrom von Jakobshavn, der westliche Itivdliarsuk und der Umiamako, während der Grosse Karajak nur gewälzte Eisberge liefert. Die eine Ausnahme, welche ich erwähnte, spricht nicht dagegen, weil man ihre Form nicht mit den sonstigen, breiten Formen der ungewälzten Eisberge vergleichen kann, und weil ihre Bildung unter besonderen Bedingungen erfolgte.

Wenn wir nun daran denken, wie die einzelnen Eisströme enden (Seite 128), so waren zwei verschiedene Arten zu unterscheiden. Die einen strömen mit geringer Neigung der Oberfläche, welche auf eine gleichmässig geringe Neigung des Untergrundes schliessen lässt, nach einem etwas steileren Abstieg von der Höhe des Inlandeises noch eine lange Strecke auf dem Thal- und Fjordboden fort und enden, ohne dass diese Neigung eine Veränderung erfährt; dazu gehört der Jakobshavner Eisstrom, der westliche Itivdliarsuk und der Umiamako. Die anderen fallen in einem hohen und einheitlich steilen Absturz zum Meer hinab, wie der Sermilik, oder einem solchen, der sich nur gegen das Ende hin noch ein wenig verflacht, wie der Kleine Karajak, oder in einem solchen, der durch eine flache Stufe in zwei Absätze geteilt wird, wie der Grosse Karajak. Diese drei enden noch auf dem Abhang oder unmittelbar an seinem Fusse und gehen nur eine ganz kurze Strecke darüber hinaus. Ich habe die Längsprofile der Eisströme nach diesem Gesichtspunkt gruppiert (Tafel 43) und möchte hier darauf hinweisen, dass ich nur von der ersten Gruppe, also von den mässig geneigten und auf mässiger Neigung endenden Eisströmen breite, ungewälzte Eisberge herkommen sah, während die zweite Gruppe nur solche bildete, die sich schon bei der Loslösung wälzten. Ich komme auf diesen Unterschied später zurück.

Den Einfluss des Meeres auf die Gestaltung der Eisberge kann man auf Abbildung 38 in seinen einzelnen Phasen erkennen; er besteht in der Eintiefung einer Kehle in der jeweiligen Wasserlinie des Eisberges, in der Durchlöcherung der Hinterwand dieser Kehle und in der Ausbildung paralleler Furchen und Rinnen, teilweise im Anschluss an die Löcher der Kehle und senkrecht zu der Ebene, in welcher diese liegen, teilweise auch ganz selbständig auf der geglätteten Oberfläche des Eisberges.

Die Kehle (Tafel 42) hat bei den verschiedenen Bergen eine wechselnde Breite und Tiefe; im Anfangsstadium ist sie nur eine flache Rinne von halbkreisförmigem Querschnitt, vertieft sich dann, je länger der Eisberg in derselben Lage schwimmt und dieselbe Wasserlinie beibehält, immer mehr und kann schliesslich in spitzen Winkeln auslaufen. Jede Lagenänderung des schwimmenden

Eisberges verändert natürlich die Angriffslinie des Wassers. Wenn die Änderung langsam erfolgt, wächst die Kehle nicht in die Tiefe, sondern in die Breite und kann dadurch die ganze untere Wandung verlieren; bei plötzlicher Änderung wird die Kehle schnell aus der Wirkungslinie des Meeres gerückt und dann die Ausbildung einer neuen Kehle über und unter der früheren begonnen. Man findet an demselben Eisberg häufig eine ganze Reihe von Wasserkehlen übereinander.

Die Eisberge haben beim Schwimmen selten eine so konstante Stellung, dass die Kehle eine bedeutende Tiefe erreicht; denn sowie diese in ihrem Wachstum auf

Abbildung 38.



Der Einfluss des Meeres auf die Gestaltung der Eisberge.

eine Spalte trifft, die den Eisberg durchsetzt, bricht ein Teil des letzteren fort, und der Rest verändert die Gleichgewichtslage. Auch Abbrüche aus anderen Gründen sind so häufig, dass man bei den Fahrten durch die Fjorde fast ununterbrochen Lagenänderungen der Eisberge sieht.

Verhältnismässig konstanter schwimmen die Schollen des Meereises, weil sie eine regelmässigere Gestalt und gleichmässigere Zusammensetzung besitzen. Es sind ausgedehnte Fladen, von ebenen Flächen begrenzt, die beim Schwimmen nach oben und nach unten gekehrt sind. Bei diesen können ausserordentlich tiefe Kehlen entstehen, welche von allen Seiten wachsend die ganze Scholle bis auf geringe Reste zerschneiden und so in zwei Fladen auflösen, von denen der dünnere über dem dickeren liegt und nur noch durch einzelne Säulen getragen wird. Der

obere pflegt dann nicht den Zusammenhang zu bewahren, sondern bricht dort, wo er nicht gestützt wird, ein. So entstehen die Formen, welche man überaus häufig bei schwimmenden Eisschollen sieht, nämlich weite Flächen, welche eine Reihe von Tischen tragen, die auf Säulen ruhen, und deren mehr oder weniger ausgedehnten Flächen der Oberfläche der Scholle parallel sind. Dadurch, dass Teile des oberen Fladens zerbrochen und fortgespült werden, wird das Ganze entlastet und steigt nun mit der Oberfläche des unteren Fladens, welche bis dahin die untere Wand der Kehle bildete und unter dem Meeresspiegel lag, über diesen empor.

Unter dem Einfluss der Wellen, welche von einer bestimmten Seite gegen die Schollen branden, wird die Kehle an dieser Seite besonders vertieft und die Scholle hier dadurch erleichtert. Sie sinkt dann allmählich nach der von den Wellen abgekehrten Seite ein und kann sich vollkommen aufrichten, so dass sie wie eine Mauer schwimmt, welche aus der Ferne einem riesigen Eisberge gleicht, wenn man sie in der Richtung auf ihre senkrecht gestellte Oberfläche erblickt. Sieht man sie in der anderen Richtung, also in der Dicke der Scholle, erscheint sie als hohe Säule. Umgestaltungen dieser und anderer Arten kommen auch bei schwimmenden Schollen vor; bisweilen werden mehrere Stockwerke von Tischformen über einander gebildet. Immer kann man aber die Eintiefung der Kehle als den Grund für die Umwandlung und für die meisten Eigentümlichkeiten der jeweiligen Gestaltung erkennen. Die Kehle bildet sich immer und überall bei schwimmendem Eis, selbst bei den dünnsten und kleinsten Trümmern; ich habe Schollen gesehen, deren oberer Fladen nur noch aus einer dünnen Haut bestand, die auf dem Wasser schwamm, während der untere dem entsprechend dicker, aber auch nur winzig war.

Die Bildung der Kehle wird in erster Linie durch mechanische Stösse der Wasseroberfläche bewirkt, welche auch bei der grössten Ruhe des Meeres niemals fehlen; es giebt stets Schwankungen des Wasserspiegels, wenn sie zeitweilig auch fast unmerklich werden. Die Eisberge halten mit denselben vermöge ihrer unregelmässigen Form und vermöge äusserer Einflüsse, die auf sie wirken, nicht vollkommen Schritt, sondern pendeln in etwas anderer Weise, als der Wasserspiegel, so dass in der Wasserlinie stets Zusammenstösse zwischen ihrer Oberfläche und der des Meeres vorkommen. Würde die Eigenschaft des Eises, im Wasser schneller zu schmelzen, als in der Luft, die Kehle bilden, so müsste die untere Wand derselben ebenso weit zurücktreten, wie der Hintergrund, und es müsste nur eine Halbkehle entstehen. Dies ist aber nur der Fall, wenn der Eisberg während der Bildung der Kehle allmählich seine Lage verändert, weil diese dann nach unten hin gleichzeitig an Breite gewinnt. In der regelmässigen Ausbildung tritt die untere Wand ebensoweit vor, wie die obere; die Eintiefung ist also gerade auf die Wasserlinie beschränkt.

Die Eigenschaft des Eises, im Wasser schneller zu schmelzen, als in der Luft, bewirkt dagegen sehr viele Änderungen in der Lage der Eisberge und damit



E. v. Drygalski phot.

Wasserlinie und polygonale Felderung an einer Wand des Grossen Karajak-Eisstroms im Hüttensee nach dessen Entleerung.

1. Oktober 1892.

auch der Kehlen, zumal der grössere Teil des Eisberges diesem schnelleren Schmelzprozess unterliegt; jede Inhomogenität in der Masse, welche durch den Schmelzprozess angefressen wird, führt zu der Loslösung eines Teils und damit zu einer Lagenänderung des Ganzen.

Die Durchlöcherung der Hinterwand der Kehle (Abbildung 38) spricht ebenfalls dafür, dass diese durch mechanische Stösse gebildet wird. Das Wasser wird durch dieselben in die Fugen und Risse des Eises gepresst und erweitert sie strudelnd zu runden Löchern, deren Zwischenwände allmählich schwächer werden, bis sie ganz zerstört sind, wodurch die Kehle dann eine gleichmässige Vertiefung erfährt. Wenn das Wasser bei den Schwankungen des Eisberges in die Löcher gepresst wird, entstehen jene gurgelnden, schnaufenden, prustenden Laute, die man stets zwischen Eisbergen vernimmt und zuweilen mit dem Prusten der Wale verwechseln kann.

Die parallelen Furchen und Rinnen, welche ich drittens erwähnte, entstehen, wenn der Eisberg infolge des Abbruches eines Teils seiner Masse in Schwankungen gerät und in eine neue Gleichgewichtslage einpendelt. Das Wasser, welches beim Niedertauchen in die Löcher der Kehle gepresst war, schält beim Auftauchen von diesen ausgehend an der Oberfläche nieder und reisst die parallelen Eintiefungen ein (Abbildung 38). Eine flache Streifung kann auch ohne Anschluss an die Löcher der Kehle entstehen, wenn ein Berg sich umwälzt und mit den auftauchenden Teilen Wasser emporreisst, das dann gewaltsam an den Seiten herniederschält. Ich sah diesen Vorgang bei der Bildung eines neuen Eisberges vor dem Rande des Grossen Karajak-Eisstroms. Rinnen entstehen auch allein durch das Niedersickern des Schmelzwassers an den Wänden der Berge und Eisströme; sie sind jedoch eng und wenig vertieft. Man kann sie bisweilen nur an der blaueren Farbe erkennen, in welcher das Eis infolge anderer Lichtbrechung längst dieser Rinnen erscheint, und die jener der Blaubänder gleicht. Die Unterscheidung von diesen ist aber nicht schwer, weil die blaue Farbe der Rinnen sich nicht, wie bei den Blaubändern, tief in das Eis hinein fortsetzt.

Die Höhen der Eisberge.

Die Höhen der Eisberge werden in älteren Berichten sehr übertrieben dargestellt, weil es einerseits schwer ist, von Schiffen aus exakte Zahlen zu gewinnen, und weil man andererseits in der einförmigen Meeresfläche sehr dazu neigt, alles, was darüber hervorragt, zu überschätzen. Bei Messungen von Schiffen aus fehlt eine hinreichende Kenntnis der Entfernung des Berges und damit eine der Grundlagen, welche man zur genauen Ermittelung seiner Höhe braucht, während die andere, der Erhebungswinkel über dem Horizont, mit dem Sextanten sicher festgestellt werden kann. Zur Schätzung fehlt auf dem Meer ein Maassstab, nach dem man schätzen kann, weil sich der Schiffsmast wegen seiner Erhebung in unmittelbarer Nähe des

Beobachters schlecht dazu eignet. Aus diesen Gründen sind auch die Nachrichten über die Höhen der Eisberge im Südpolarmeer[1], welche zum Teil ganz ungeheure Beträge angeben, nur mit Vorsicht aufzunehmen.

Über die Eisberge Grönlands lagen schon sichere Nachrichten vor. H. Rink[2] berichtet, dass er sich mit den wahren Abmessungen der Eisberge bekannt gemacht und gefunden habe, dass sie bis zu 200 Fuss, also fast 70 m, über die Meeresfläche emporragen könnten. Einzelne Messungen führt er nicht an; er hat aber mit der obigen Angabe die durchschnittliche Höhe der grossen Eisberge richtig getroffen. A. Helland[3] maass die Höhe eines Eisberges zu 89 m und schliesst sich im übrigen Rink's Ansicht über die durchschnittliche Höhe der grossen Eisberge an. K. J. V. Steenstrup[4] berichtet, dass der grösste Berg, welchen er gemessen habe, 76,6 m Höhe erreichte. R. Hammer[5] maass auf der Eisbergbank in der Mündung des Jakobshavner Eisfjordes acht Eisberghöhen und fand dieselben zu 14, 43, 44, 55, 60, 61, 104 und 108 m. Alle acht Berge stammten, nach ihrer Lage zu schliessen, von dem grossen Jakobshavner Eisstrom her.

Ich habe im ganzen 87 Eisberghöhen gemessen, und zwar die meisten zu einer Zeit, wo die Berge im Meereis eingefroren waren. Einige habe ich im Sommerzustand der Fjorde gemessen, wenn die Berge sich entweder bewegten oder auf einer Bank festlagen. Ich maass im ersteren Fall von jedem der beiden Basisendpunkte aus eine Reihe von Richtungen mit genauer Notierung der Beobachtungszeitpunkte, leitete daraus die Winkelbewegung für die Richtungen von jedem der beiden Basisendpunkte ab und daraus die Richtungen, welche der Berg während der Beobachtung von dem einen Basisendpunkt gleichzeitig auf dem anderen hatte. So erhielt ich eine Reihe von Werten für die Höhe des Eisberges, aus welchen das Resultat abgeleitet ist. Ich habe die Berge, welche während der Bewegung gemessen sind, in der Tabelle bezeichnet. Wenn der Berg im Meereis eingefroren war oder auf einer Bank festlag, ist seine Höhe durch Messung von den Basisendpunkten aus und durch Mittelbildung aus den beiden so erhaltenen Werten gewonnen. Mit Ausnahme eines Berges sind alle Höhen auf trigonometrischem Wege ermittelt; ich stelle sie in der folgenden Tabelle, nach den sicheren oder wahrscheinlichen Herkunftsorten geordnet, zusammen. Wenn ein und derselbe Berg zu verschiedenen Zeiten gemessen wurde, ist dies durch seine Numerierung kenntlich gemacht.

[1] K. Fricker: Die Entstehung und Verbreitung des antarktischen Treibeises. Leipzig 1893.
[2] Nord-Grønland I, S. 16.
[3] Om de isfyldte Fjorde, S. 18 und 42.
[4] Meddelelser om Grønland IV, S. 96.
[5] Ebendaselbst IV, S. 32.

Eisberghöhen in Grönland.

1. Eisberge des Jakobshavner Eisstroms.

Der vordere Steilrand des Eisstroms ragte in der Mitte 84 m über den Meeresspiegel empor.

Eisberg	Datum der Messung	Höhe des Eisberges über dem Meer	Bemerkungen	
1	28. II. 93	137 m	Dicht neben dem 84 m hohen Rand des Eisstroms.	Die Basis lag am linken Ufer des Eisstroms in einer Meereshöhe von 280 m östlich von der Basisbucht (Karte 4). Die Berge lagen während der Messung fest.
2	—	102	Vor der Bucht Kangerdlukasik.	
3	—	195?	Messung unsicher wegen grosser Entfernung und wegen Nebel.	
4	—	88	Ungewälzt, dicht neben dem 84 m hohen Rande des Eisstroms.	
5	3. III. 93	51	Die Basis lag nördlich von Claushavn und südlich von der Eisbergbank auf dem Eise der Disko-Bucht. Die Berge gehörten der Bank an. Berg 5 lag in der Mündung des Fjordes, Berg 11 bis 14 in dem südwestlichen Ausläufer der Bank, Berg 6 bis 10 zwischen Berg 5 und 11. Alle Berge lagen während der Messung fest.	
6	—	100		
7	—	101		
8	—	65		
9	—	54		
10	—	52		
11	—	69		
12	—	64		
13	—	82		
14	—	62		
15	4. III. 93	41	Die Basis lag bei Jakobshavn nördlich von der Eisbergbank auf dem Eise der Disko-Bucht. Die Berge gehörten zu dem nordwestlich vorgeschobenen Teile der Bank und lagen während der Messung fest.	
16	—	25		
17	—	59		
18	—	21		

2. Eisberge des Grossen Karajak-Eisstroms.

Der vordere Steilrand des Eisstroms ragte 50 bis 100 m über den Meeresspiegel hervor.

Eisberg	Datum der Messung	Höhe des Eisberges	Bemerkungen	
19a	12. II. 93	76 m	Je zwei Messungen desselben Berges zu verschiedenen Zeiten.	Alle diese Berge sind von der Randbasis auf dem Karajak-Nunatak gemessen. Die Meereshöhe des Endpunkts *A* war 153 m, die von *B* 157 m (Karte 2). Die Berge lagen während der Messungen fest, doch hatte im Juni das ruckweise Ausstossen des Eisfjordes schon begonnen.
b	19. II. 93	75		
20a	12. II. 93	77		
b	19. II. 93	78		
21	19. II. 93	63	Der Berg war zwischen 12. II. und 19. II. 93 gebildet. Die Höhe des Eisstromrandes in dem Teile, aus welchem er ausbrach, betrug am 12. II. 93 89 m.	
22a	30. III. 93	64	Vier Messungen desselben Berges zu verschiedenen Zeiten.	
b	11. IV. 93	63		
c	15. IV. 93	61		
d	17. IV. 93	61		
23	15. IV. 93	67?	Messung unsicher wegen grosser Entfernung.	
24a	17. IV. 93	97	Die Bildung dieses Berges erfolgte am 15. IV. 93. Die Höhe des Eisstromrandes in dem sehr weit vorgeschobenen und niedergedrückten Teil, aus dem der Eisberg ausbrach, war vor der Kalbung 65 m und nachher neben dem Eisberg 87 m.	
b	30. V. 93	76		
c	4. VI. 93	76		
d	14. VI. 93	74		

Eisberg	Datum der Messung	Höhe des Eisberges	Bemerkungen	
25	30. V. 93	85 m	—	
26a	28. VI. 93	72	Je zwei Messungen desselben Berges zu verschiedenen Zeiten.	
b	3. VII. 93	70		
27a	28. VI. 93	76		
b	3. VII. 93	76		
28	8. VII. 93	70—80	Unsicher wegen starker Bewegung des Berges.	Auch diese Berge sind von der Randbasis gemessen. Sie bewegten sich während der Messung, doch liess sich nur bei Berg 28 aus der Anzahl von meistens acht Messungen kein bestimmtes Resultat ableiten.
29	9. X. 92	45	—	
30a	13. X. 92	49	Zwei Punkte desselben Berges, welcher vor meinen Augen am 13. X. 92 gebildet wurde und sich sogleich umwälzte. Die Höhe des Eisstromrandes an der Bildungsstelle betrug 86—89 m.	
b	13. X. 92	45		
31	20. X. 92	92	—	
32	26. X. 92	75	—	
33	3. VI. 93	56	Die Basis lag auf der grössten der Inseln Kekertat vor der Mündung von Itivdlek. Die Meereshöhe des Endpunkts *A* war 17 m, die von *B* 40 m (Karte 2). Die Eisberge lagen während der Messung alle fest.	
34	—	48		
35	—	37		
36	—	42		
37	—	44		

3. Eisberge des Kleinen Karajak-Eisstroms.

Der vordere Steilrand des Eisstroms ragte 25 bis 50 m über den Meeresspiegel empor.

Eisberg	Datum der Messung	Höhe des Eisberges	Bemerkungen
38	13. IV. 93	16 m	Die Basis lag auf dem Fjordeis vor dem Rande des Eisstroms (Karte 2), die Eisberge dicht daneben.
39	13. IV. 93	11	

4. Eisberge des Itivdliarsuk-Eisstroms.

Der vordere Steilrand des Eisstroms ragte 70 bis 80 m über den Meeresspiegel empor.

Eisberg	Datum der Messung	Höhe des Eisberges	Bemerkungen	
40a	7. VI. 93	59 m	Ungewälzt.	Die Basis lag auf dem rechten Ufer des westlichen Itivdliarsuk-Eisstroms bei Ekinga in einer Meereshöhe von 73 m (Karte 5). Die Eisberge lagen während der Messungen im Packeis fest, haben sich aber vom 7. zum 8. Juni verschoben, da das Ausstossen des Fjordes begonnen hatte. Die drei Berge 40, 41, 42 lagen unweit des Randes des westlichen Itivdliarsuk-Eisstroms und stammten wohl sicher von diesem her; der Rand des Eisstroms hatte in ihrer Nähe 70 bis 80 m Höhe.
b	8. VI. 93	55		
41a	7. VI. 93	72	Ungewälzt.	
b	8. VI. 93	69		
42a	7. VI. 93	69	Ungewälzt.	
b	8. VI. 93	68		
43a	7. VI. 93	70	Gewälzt.	
b	8. VI. 93	70		
44	8. VI. 93	52	Gewälzt.	

5. Eisberge im Umanak-Fjord.

Eisberg	Datum der Messung	Höhe des Eisberges	Bemerkungen
45	30. VIII. 92	29 m	Die Berge 45 und 46 sind von einer Basis dicht vor dem Asakak-Gletscher, 47, 48 und 49 von der zwischen dem Asakak und dem Sermiarsut gelegenen Basis (Karte 7), und 50 bis 54 von einer Basis vermessen, deren Endpunkte auf den beiden Schären lagen, welche den Hafen der Kolonie Umanak abschliessen. Die Berge sind wahrscheinlich von dem Grossen Karajak-Eisstrom hergekommen; möglich ist jedoch auch der Kleine Karajak, der Sermilik oder einer der Itivdliarsuk-Eisströme als Ursprungsort. Die Berge 45 bis 49 lagen auf der Bank vor dem Ende des Sermiarsut-Gletschers fest und 53 und 54 auf einer Bank vor dem Hafen der Kolonie Umanak, während 50 bis 52 während der Messung langsam an der Umanak-Insel vorbeitrieben.
46	30. VIII. 92	23	
47a	19. IV. 93	50	
b	17. V. 93	41	
c	9. VI. 93	39	
48	19. IV. 93	20	
49	19. IV. 93	48	
50	19. VIII. 92	57	
51	—	21	
52	—	75	
53	—	63	
54	—	38	

6. Eisberge von Rink's-Eisstrom und von dem Umiamako.

Der vordere Steilrand des Umiamako ragte 46 bis 60 m über den Meeresspiegel empor.

Eisberg	Datum der Messung	Höhe des Eisberges	Bemerkungen	
55	24. IV. 93	81 m	Ungewälzt	Die Berge 55 bis 61 wurden von einer Basis auf dem Fjordeis dicht vor dem vorderen Rande des Umiamako, 62 bis 69 von einer ebenfalls auf dem Fjordeis in der Verengung zwischen Kekertarsuak und Karrat Ø gelegenen Basis vermessen. Die Höhe von Berg 70 ist mit dem Aneroid festgestellt. Berg 70 stammt sicher von Rink's Eisstrom, und die Berge 60 und 61 wahrscheinlich vom Umiamako her. Die übrigen können von beiden Eisströmen gebildet sein, da die Berge 55 bis 59 an der Vereinigungsstelle des Umiamako- und Kangordluk-Fjordes und die Berge 62 bis 69 noch weiter ausserhalb in der Verengung des Karrat-Fjordes an seiner Mündung lagen.
56	—	58		
57	—	14		
58	—	58		
59	—	60		
60	—	36		
61	—	36		
62	25. IV. 93	63		
63	—	49		
64	—	41		
65	—	42		
66	—	61		
67	—	40		
68	—	85		
69	—	70		
70	—	20		

Aus den voranstehenden Tabellen folgt, dass die Eisberge des Jakobshavner Eisstroms unter allen die grössten Höhen besitzen; denn selbst, wenn man von Berg 3 absieht, welcher zwar auch dem Aussehen nach eine ausserordentliche Höhe hatte, aber wegen der grossen Entfernung und des Nebels, der ihn umgab, nur unsicher gemessen werden konnte, bleiben noch vier andere Berge übrig,

welche 100 m Höhe und darüber erreichen, was sonst in keinem anderen Eisfjord vorgekommen ist. Die Höhen der Basisendpunkte, aus welchen die Höhen der Berge im inneren Teil des Fjordes abgeleitet wurden, konnten wegen der Dichtigkeit des Packeises im Fjord freilich nur aneroidisch bestimmt werden; das Ergebnis ist aber zuverlässig, weil von zwei Stellen gleichzeitige Luftdruckmessungen mit dem Quecksilber-Barometer vorliegen und das von mir benutzte Aneroid, Bohne 1622, in seinem Gange genau bekannt war. Übrigens gehören zu den höchsten Bergen auch zwei, welche nur durch trigonometrische Messung vom Eise der Disko-Bucht aus bestimmt sind.

Die höchsten Eisberge des Grossen Karajak sind etwa 20 m kleiner, als die des Jakobshavner Eisstroms. Zwei haben zwar noch über 90 m, bei der grösseren Anzahl der mächtigsten Berge schwankt die Höhe aber nur um 80 m herum, und ebenso ist es bei den gemessenen Eisbergen des Karrat-Fjordes, welche von Rink's Eisstrom oder dem Umiamako herkommen. Beim Itivdliarsuk liegt die durchschnittliche Höhe der grössten Berge um 70 m herum, während sie beim Kleinen Karajak erheblich niedriger ist. Da zur Messung naturgemäss immer die grössten Berge ausgesucht wurden, so geben die Tabellen die vorkommenden Maximal-Höhen an. Nur im Karrat-Fjord sind durchschnittlich noch etwas grössere Höhen zu erwarten, als die angegebenen, weil diese fast alle schon in einiger Entfernung vom Rande der Eisströme lagen, während in den anderen Fjorden auch in unmittelbarer Nähe derselben gemessen ist.

Die Höhen der Eisberge nehmen nämlich mit der Zeit, die seit ihrer Bildung verstrichen ist, schnell ab. Dieses beweisen einmal die Messungen desselben Berges zu verschiedenen Zeiten, welche bereits nach Verlauf weniger Tage eine Abnahme der Höhe erkennen lassen, wie bei den Bergen 19, 20, 22, 26, 40, 41 und 42, und welche nach anderthalb bis zwei Monaten schon eine bedeutende Verkleinerung zeigen, wie bei den Bergen 24 und 47. Dann aber kann man die schnelle Höhenabnahme der Eisberge daraus schliessen, dass in den äusseren Teilen geringere Höhen gefunden sind, als im Innern der Fjorde. Die Berge auf der Bank in der Mündung des Jakobshavner Eisfjords sind durchschnittlich niedriger, als die vor dem Rande des Eisstroms; die Berge, welche bei der Basis Kekertat lagen, sind niedriger als die, welche von der Randbasis vermessen wurden und also in unmittelbarer Nähe des gemeinsamen Herkunftsortes waren, und die Berge der Sermiarsut-Bank, die vermutlich auch vom Grossen Karajak herkamen, sind wieder niedriger, als die bei Kekertat. Wenn die bei Umanak gelegenen andererseits grössere Höhen zeigen, als die von Kekertat, so liegt dies daran, dass die ersteren im August, die letzteren Anfang Juni gemessen sind, und dass jene im offenen Fjord sicher kürzere Zeit gebraucht haben, um bis Umanak zu treiben, als diese, um im Packeise des Winters bis Kekertat geschoben zu werden. Da bei Kekertat die äussere Grenze des Staueises lag, dessen Bildung im Dezember begann, so ist für die hier im Juni eingeschlossenen Berge ein Alter von fünf bis sechs Monaten anzunehmen, während die Berge bei Umanak im Sommerzustande des Fjordes in wenigen Tagen dorthin gelangt sein können.

Wie stark die Höhenabnahme der Eisberge im Innern des Fjordes ist, konnte ich an einem niedrigen Eisberg im Kleinen Karajak-Fjord unweit der Station direkt verfolgen, da dieser nach seinem Einschluss in die Eisdecke des Fjordes im Dezember aus etwa Manneshöhe in kurzer Zeit bis auf Kniehöhe zusammenschwand und schliesslich, wie so viele andere Eistrümmer, ganz eingeebnet war. Hierbei spielte die Verdunstung eine erhebliche Rolle, welche im Hintergrund der Fjorde infolge der vielen Föhnwinde, die vom Inlandeise warm und trocken herunterstürzen, besonders kräftig ist und auch jede Schneedecke auf dem Fjordeise rasch wieder vernichtet. Bei der schnellen Verkleinerung der hohen Berge ist aber sicher auch die geschwinde Abschmelzung im Meer von den grösseren, unter Wasser befindlichen Teilen von Bedeutung.

Wichtiger als die absoluten Maasse der Eisberge ist das Verhältnis ihrer Höhen zur Dicke der über dem Meeresspiegel emporragenden Teile der Eisströme, von welchen die Berge sich abgelöst haben. In dieser Richtung ersehen wir aus den Tabellen, dass im Jakobshavner Eisfjord die Höhe der Eisberge zum Teil bedeutend grösser ist, als die Dicke des Eisstroms über dem Meer; das gleiche gilt von den Eisbergen des Karrat-Fjordes im Verhältnis zu der Steilwand des Umiamako. Im Kleinen Karajak ist die Höhe der Berge erheblich geringer, im Itivdliarsuk ist sie gleich gross und im Grossen Karajak meistens geringer, seltener gleich.

Somit besitzt der Jakobshavner Eisfjord nicht allein die höchsten Berge, sondern auch diejenigen, welche den Steilrand des Eisstroms am meisten überragen. Ich finde diese Thatsache, welche von H. Rink, A. Helland und R. Hammer wiederholt betont wurde, nicht allein durch meine Messungen bestätigt, sondern habe auch bei der Betrachtung des Eisstroms von der Stelle östlich der Basisbucht, die fast 200 m höher als die Oberfläche des Eisstroms lag, mit vollkommener Sicherheit diesen Eindruck gehabt. Ich möchte hinzufügen, dass es für den Vergleich der Höhe des Eisstroms mit derjenigen der Eisberge in der Nähe desselben in diesem Falle gleichgiltig ist, dass die Höhe der Basisendpunkte nur auf barometrischem Wege bestimmt wurde. Es kommt hier nur auf den trigonometrisch bestimmten Höhenunterschied der Eispunkte und der auf festem Land liegenden Basisendpunkte an, und dieser zeigt für die Eisberge eine geringere Senkung unter die Höhe der Basis, als für die Spitzen des Eisstroms; daher sind die ersteren höher.

Alle vier Berge, welche grössere Höhen zeigen, wie der Rand des Eisstroms, waren gewälzte, während der ungewälzte Berg 4 in unmittelbarer Nähe des Randes für den äusseren Eindruck ebenso hoch war, wie der Rand des Eisstroms daneben. Die Messung hat für ihn einen Überschuss von 4 m ergeben; doch ist darauf kein Gewicht zu legen, weil Unterschiede von 4 m in den Verschiedenheiten der einzelnen eingestellten Eisspitzen begründet sind und nicht ein Emporragen des ganzen Berges über den Eisstrom bekunden.

Auch in dem anderen Fall, wo die Höhe der Eisberge die Dicke des Eisstroms über dem Meer übertrifft, im Karrat-Fjord, waren die betreffenden

Eisberge gewälzt, während der ungewälzte, dessen Herkunft vom Umiamako wegen seiner Lage zweifellos ist, niedriger war, als der Rand des Eisstroms. In diesem Fjord besteht freilich eine Unsicherheit, von welchem der beiden Eisströme die hohen Eisberge herkommen. Rink's Eisstrom ist offenbar produktiver, da die Stauungen des Packeises vor seinem Rand viel ausgedehnter waren, als beim Umiamako (Karte 6); immerhin kann aber auch der letztere hohe Eisberge bilden. Der ungewälzte, den wir getroffen haben, war ein sehr breiter, mächtiger Berg; wenn er wälzt, kann er unter Umständen höher aufragen, als er es ungewälzt that, und dann auch höher als der Rand des Eisstroms sein, von welchem er herkam.

In dem dritten Fall, wo ungewälzte Eisberge gesehen wurden, im Itivdliarsuk, hatten diese fast genau die Höhe des Steilrandes des Eisstroms; besonders hohe, gewälzte Berge, welche den Eisstrom überragten, sah ich in diesem Fjord nicht.

Im Grossen Karajak habe ich einen Eisberg (24) gemessen, welcher höher war als der Teil des Randes, aus welchem er ausbrach, und auch noch höher als der übrigbleibende, also weiter stromaufwärts gelegene Teil, neben welchem er nach der Kalbung lag. Letzteres liegt an der zufällig geringeren Höhe der einzelnen Eisspitze des Randes, welche ich nach der Kalbung einstellte; da zu anderen Zeiten in demselben Teile des Randes 10 m höhere Eisspitzen gemessen worden sind, so ist der gefundene Unterschied von 10 m zwischen Rand und Eisberg in diesem Fall ohne Bedeutung. Der erstere Unterschied aber, nämlich der zwischen dem neugebildeten Eisberg und dem Teile des Eisstroms, welcher ihn bildete, ist erheblicher, nämlich 32 m. Der Rand des Eisstroms war vor der Kalbung über seine gewöhnliche Grenzlage vorgeschritten und niedergedrückt, weil die Dichte des Packeises die rechtzeitige Auflösung und auch ein Emporsteigen, wie es sonst dort früher einzutreten pflegte, verhinderte. Dadurch ist das grosse Emporsteigen bei der Kalbung um 32 m zu erklären; die Höhe des neugebildeten Eisberges übertraf die Höhe des Randes in der aussergewöhnlich weit vorgeschrittenen und niedergedrückten Lage, nicht aber in der Lage, in welcher der Eisstrom dort gewöhnlich endete. Der Berg 24 war übrigens auch der einzige ungewälzte Berg, den ich beim Grossen Karajak sah; seine Form war mit den sonst gesehenen ungewälzten Formen nicht zu vergleichen, weil sie lange nicht so breit war. Nur die Dichte des Packeises hinderte, dass er sich rechtzeitig wälzte.

Noch in einem anderen Falle schien beim Grossen Karajak der neugebildete Eisberg die Höhe des stehenbleibenden Randes ein wenig zu übertreffen; es war dies bei dem Berge, welcher am 16. Juli 1892 vor unseren Augen abgelöst wurde. Ich hatte leider kein Instrument zur Stelle, um die Höhen zu messen. In allen anderen Fällen waren die Eisberge des Grossen Karajak kleiner, als die Teile des Randes, aus welchen sie ausbrachen, oder seltener gleich gross; immer aber, mit Ausnahme des Berges 24, erfolgte das Wälzen derselben schon während der Kalbung.

So hat sich aus den vorliegenden Messungen ergeben, dass die ungewälzten Eisberge den Rand des zugehörigen Eisstroms nicht überragen, dass

dies aber bei gewälzten Eisbergen im Jakobshavner Eisfjord sicher und im Karrat-Fjord wahrscheinlich der Fall ist. Im Grossen Karajak überragte ein Eisberg die aussergewöhnlich niedergedrückte Lage des Eisrandes, nicht aber dessen gewöhnliche Höhe. Das Emporsteigen der Eisberge über die Höhe des Randes kommt aber nur dort vor, wo sich neben den gewälzten auch ungewälzte Eisberge finden, nämlich im Jakobshavner Eisfjord und am Umiamako. Im Grossen Karajak-Fjord erreichen die Eisberge in der Regel höchstens die Höhe des Randes in dessen gewöhnlicher Lage; sie übertreffen dieselbe nur, wenn der Rand besonders kräftig niedergedrückt war und nicht vor der Kalbung noch im Zusammenhang mit dem Eisstrom emporstieg, wie es gewöhnlich geschah.

Die ungewälzten Eisberge, welche wir sahen, waren alle erheblich breit und dürften die Erhaltung derselben Stellung, die sie im Zusammenhang mit dem Eisstrom einnehmen, nur dieser Breite verdanken, welche ihnen beim Schwimmen eine grössere Stabilität giebt und gegen geringe Form- und Gewichtsveränderungen durch Abbruch einzelner Teile unempfindlicher macht. Schmale Berge müssen leichter wälzen, weil die Massenänderungen, die an ihnen vorgehen, zu der Gesamtmasse in einem grösseren Verhältnis stehen, als bei den breiten. Wenn aber die breiten Berge zum Wälzen kommen — und die Seltenheit ihres Auftretens lehrt, dass es dazu nur einer etwas längeren Zeit bedarf, als bei den schmalen —, dann werden sie wegen ihrer grösseren Ausdehnung höher aufragen, als die schmalen Berge und als sie selbst es vor dem Umwälzen thaten. Auf diese Weise ist das Zusammentreffen ungewälzter breiter Berge und besonders hoher gewälzter, die den Rand der Eisströme überragen, zu verstehen. Das Emporsteigen über die Höhen der Steilränder ist nur eine Folge des Wälzens von breiteren Formen, denn die ungewälzten Eisberge steigen in der Regel nicht über die Höhe der Eisstromränder empor. Dass die breiten Formen nur bei denjenigen Eisströmen vorkommen, welche mit mässiger Neigung in das Meer hinaustreten und ohne eine Änderung derselben enden, habe ich schon am Schluss des vorigen Abschnitts erwähnt.

Die Bildung der Eisberge.

Nachdem ich in den vorigen Abschnitten die Thatsachen mitgeteilt habe, welche über Vorkommen, Form und Höhen der Eisberge von mir gesammelt wurden, will ich nun ihre Bildung besprechen. Ich werde zuerst den Vorgang der Kalbung schildern, den ich zu verschiedenen Malen selbst beobachtet habe, und darnach den Beweis führen, dass er an den Stellen eintritt, wo die Eisströme im Meer den Boden zu verlieren beginnen.

Ich habe während meines vierzehnmonatlichen Aufenthaltes in Grönland in unmittelbarer Nähe von dem vorderen Steilrand des Grossen Karajak-Eisstroms, nämlich in der Gegend der Randbasis, an 27 verschiedenen Tagen jedesmal

mehrere Stunden geweilt und dabei drei verschiedene Arten von Kalbungen beobachtet, die ich nach der Grösse der gebildeten Eisberge als Kalbungen erster, zweiter und dritter Grösse unterscheiden will.

Die Kalbungen dritter Grösse erfolgen zu jeder Zeit und an manchen Tagen fast unausgesetzt. Sie bestehen darin, dass sich grössere und kleinere Trümmer an den Spalten und Rissen des Eisstroms ablösen und niederstürzen; hauptsächlich geschieht das an dem vorderen Rande des Eisstroms, häufig aber auch an anderen Stellen, soweit die Gebiete der mehrfachen Zerklüftung reichen. Im ersteren Falle stürzen die Bruchstücke in den Fjord hinab und füllen ihn bisweilen so reichlich, dass die Meeresoberfläche auf weite Strecken ganz weiss erscheint; im letzteren Falle stürzen sie in die Spalten und Mulden des Eisstroms. Immer verursachen diese Kalbungen dritter Grösse einen ungeheuren Lärm, so dass man an manchen Tagen, wo sie besonders zahlreich sind, von dem vorderen Rand des Eisstroms her ein anhaltendes lautes Brausen und Rauschen vernimmt. Meistens wirbeln beim Niedersturz Wolken von Eisstaub empor, die sich am vorderen Steilrand, wo die Eisttrümmer in den Fjord stürzen, mit dem aufspritzenden Schaum des Meerwassers mischen, welche sich aber auch inmitten des Eisstroms ausbreiten und weite Gebiete verhüllen können. Zweimal sah ich, wie solche Wolken von Eisstaub den Anlass für Nebelbildungen gaben, welche die ganze Oberfläche des Eisstroms überzogen. Es herrschten zwar fjordeinwärts gerichtete, nördliche Winde, welche in der Regel an den Wänden und dem Hintergrund der Fjorde Nebel zu bilden pflegen, die anfangs in mehreren, scharf begrenzten Schichten übereinander liegen, bis sie sich vergrössern und vereinen und die ganzen Felsen bedecken. Ich glaube aber, dass in den beiden Fällen die Eisstaubwolken, die bei dem Sturz auf dem Eisstrom entstanden, die Nebelbildung eingeleitet und beschleunigt haben, da sie im Anschluss an den Sturz erfolgte und in kurzer Zeit die ganze Gegend verschleierte. Bei Sonnenschein sieht man die Eisstaubwolken farbenprächtig als Nebensonnen und Ringe erglänzen, welche auf der Oberfläche des Eisstroms zwischen dessen Spitzen und Zacken gelagert sind und dem an sich abwechslungsreichen Bilde eine besondere Schönheit verleihen.

Die Grösse der Eisttrümmer, die bei diesen Kalbungen dritter Grösse entstehen, schwankt von den kleinsten, bis zu Staub zermalmten Teilchen bis zu Stücken von ansehnlicher Grösse. An den Spalten, die zum Fjord ausstreichen, sah ich bisweilen Teile in der ganzen Höhe der vorderen Eiswand sich ablösen und niederstürzen; sie haben demnach einen Durchmesser von 50 bis 100 m gehabt und erscheinen im Falle als ansehnliche Berge, während sie nachher im Fjord schwimmend winzig aussehen, da nur ein kleiner Teil über den Meeresspiegel emporragt.

Die Kalbungen dritter Grösse erfolgen, wie gesagt, zu jeder Zeit. Von den 27 Tagen, an denen ich am vorderen Rande des Eisstroms stundenlang geweilt habe, finde ich nur von drei Tagen (30. März, 11. April und 8. Juli 1893) ausdrücklich vermerkt, dass während meiner Anwesenheit keine Niederbrüche erfolgten, und dass der Rand einen toten Eindruck machte. Sonst ist immer eine Ablösung einzelner

Teile, bisweilen, am 20. Oktober und 4. November 1892, sowie am 15. April und 24. Juli 1893, ein unausgesetztes Niederstürzen beobachtet worden. Eine Abhängigkeit dieser Kalbungen von der Jahreszeit und der jeweiligen Temperatur habe ich nicht feststellen können; sie gehörten stets zu den Eigentümlichkeiten der vorderen Steilwand des Eisstroms. Man muss ihrer immer gewärtig sein, und wenn sie, wie an den genannten drei Tagen, einige Stunden lang ausbleiben, setzen sie sicher bald darauf mit erneuter Heftigkeit ein. Sie hängen mit den dauernden Gestaltsveränderungen des Eisstroms infolge der starken Bewegung zusammen und sind infolgedessen bei den am schnellsten bewegten Eisströmen am häufigsten; sie kommen aber auch bei den langsamer strömenden vor. So habe ich z. B. am Sermilik-Eisstrom am 5. Juli 1891 ein überaus reichliches Niederstürzen gesehen, welches den ganzen Fjord davor mit weissen Trümmer erfüllte. Auch von allen anderen Eisströmen werden diese Kalbungen dritter Grösse erwähnt.

Kalbungen zweiter Grösse habe ich zweimal erlebt, und zwar am 20. Oktober und 4. November 1892 vor dem östlichen Teil des Steilrandes des Eisstroms im Grossen Karajak-Fjord; an ersterem Tage sah ich den Vorgang erst in einem etwas vorgerückteren Stadium, an letzterem von Anfang an. Da diese Art von Kalbungen meines Wissens bisher nicht beschrieben ist, lasse ich die Worte, welche ich darüber am 4. November an Ort und Stelle gleich nach dem Vorgang in mein Tagebuch eingetragen habe, hier folgen: „Vor dem Randpunkt R_{IV} — derselbe lag dort, wo der Steilrand von dem am weitesten vorgeschobenen Teile gegen das östliche Ufer zurücktritt (Karte 2) — ereignete sich, als ich die Messungen von Basispunkt A aus eben beschlossen hatte und nach Basispunkt B hinübergehen wollte, eine Kalbung ganz in der gleichen Weise, wie ich sie schon früher (am 20. Oktober) an derselben Stelle teilweise gesehen habe, ohne damals den Vorgang von Anfang an verfolgen zu können. Ich hörte ein ungeheures Getöse, sah aber zunächst nichts, desgleichen die Grönländer, die bei mir waren und gleichzeitig aufmerksam wurden. Plötzlich tauchte, eine ganze Strecke von dem Rande des Eisstroms entfernt, aus dem Meer ein Eisberg auf, hob sich über das Wasser empor, doch nicht bis zur Höhe des Steilrandes, und wälzte sich dann unter anhaltendem starkem Lärmen und Fluten des Wassers in seine Gleichgewichtslage hinein, wobei er sich ziemlich schnell von dem Rande entfernte. Er kam nicht vom Rande her, sondern tauchte sicher von unten auf; die Grönländer, die ich nachher darum befragte, gaben mir den gleichen Eindruck wieder. Der Rand des Eisstroms stand unbeweglich fest; ich hatte, kurz bevor ich den ersten Lärm hörte, gerade den Eispunkt R_{IV} zu einer Kontrolmessung mit dem Theodoliten eingestellt und sah während des Vorgangs einige Male durch das Fernrohr, ohne eine Veränderung der Einstellung zu bemerken. Es war ein Auftauchen von unten aus dem Wasser heraus. Ganz das Gleiche fand schon einmal statt (am 20. Oktober); ich wusste damals nicht, wo der neugebildete Eisberg herkam, und dachte, er käme von der jenseits R_{IV} gelegenen, eingebuchteten Ostseite des Eisstromrandes, die ich nicht übersehen konnte. Heute sah ich ohne Zweifel, dass

er von unten aus dem Wasser kam; der Rand des Eisstroms war unverändert. Der Berg war nicht hoch, aber lang. Als er aus dem Wasser aufstieg, sah er ansehnlich aus; als er dagegen in der eigenen Flut, die vom Rande zurückgeworfen wurde, schnell von diesem forttrieb, musste man ihn zu den kleineren Eisbergen rechnen. Viele Trümmer hatten sich während des Vorgangs von ihm gelöst."

Der Grönländer Thue, den ich darum befragte, bezeichnete den Vorgang mit dem Worte *itinig*, das er mir aufschrieb. Ich finde in dem Wörterbuch von Samuel Kleinschmidt[1] dieses Wort nicht, dagegen die anklingenden Wörter *itivnek* und *itsinek*, welche beide gemeint sein können. Ersteres bedeutet eine flachere Stelle zwischen zwei Fjorden, letzteres „den unter Wasser befindlichen Teil eines schwimmenden Gegenstandes, besonders den sogenannten Fuss eines Eisberges". Beide Worte deuten also auf die Tiefe hin, jenes auf den Boden des Fjordes, dieses auf den Eisfuss, welcher den unter Wasser liegenden Teil des Eisstroms fortsetzt.

Einen ganz ähnlichen Vorgang in kleineren Verhältnissen habe ich in dem Randsee gesehen, welcher in der Nähe meiner Beobachtungshütte lag und im Jahr 1893 bis zum Schluss meiner Anwesenheit dort so stark gefüllt blieb, dass die zahlreichen an seinem Boden angefrorenen Eistrümmer (Tafel 16) ganz überstaut waren. Ohne sichtbaren Anlass hörte ich am 28. Juli von seinem Ufer aus plötzlich das Wasser rauschen und sah kurz darauf einen Eisblock an der Oberfläche erscheinen und sich mit einem Lärm herumwälzen, dessen Grösse mit der Kleinheit des Eisblockes in gar keinem Verhältnis stand. Derselbe war am Boden angefroren gewesen und nach einer über einmonatlichen Dauer der Wasserfüllung des Sees losgetaut worden, so dass er nun erst emporsteigen konnte.

Die Annahme, dass auch die Eisberge, welche vor dem östlichen Rande des Grossen Karajak-Eisstroms emportauchten, von den dichten Packeisstauungen des Winters übrig waren und in gleicher Weise, wie der Eisblock des Randsees, erst durch Lostauen frei wurden, ist insofern schwierig, als schon vier Monate vergangen waren, seit die Stauung jener Gegend verschwand; auch ist nicht einzusehen, wie die Berge im Meer selbst so fest an den Boden anfrieren konnten, da an dessen Grund die notwendigen Temperaturbedingungen dafür nicht vorhanden sind. Bei den Eisblöcken des Randsees war die Verbindung mit dem Boden nach der Entleerung im Laufe des langen Winters erfolgt und hielt nach der neuen Füllung nur wenig über einen Monat vor.

Annehmbarer scheint mir die Erklärung zu sein, dass die emportauchenden Eisberge durch die Bewegung der untersten Lagen des Eisstroms zu stande kommen, welche im Randgebiet von den oberhalb fortgepressten Eismassen herrührt. Während im Winter die Tiefenbewegung dort auch die oberen Lagen über die gewöhnliche Grenze hinaus mitträgt, weil die Packeisstauungen davor die Auflösung verhindern — wir sahen in demselben Gebiet, in welchem die beiden

[1] Den Grønlandske Ordbog, Kjøbenhavn 1871.

Eisberge emportauchten, den Rand im Winter erheblich über die Sommerlage hinausgerückt und aus der niedergedrückten Zunge dann den Eisberg 24 entstehen —, verhindert die offene Wasserfläche im Sommer das Hinausrücken der oberen Lagen und lässt es nur bei den tieferen bestehen, auf deren Schiebungen die Bewegung des Randgebiets ausschliesslich beruht; endlich werden dann auch diese durch den Auftrieb des Wassers aus dem Zusammenhange mit dem Eisstrom gelöst und steigen als Eisberge zur Oberfläche empor. Die Eisberge zweiter Grösse sind mithin der sommerliche Ersatz für solche, welche aus der ganzen Dicke des Eisstroms ausbrechen und im östlichen Teil desselben nur im Winter zur Bildung kommen, wenn das dichte Packeis vor dem Rande den Zusammenhang des Eisstroms länger erhält. Im Gegensatz zu den Kalbungen dritter Grösse, welche von den obersten Eislagen herrühren, entstehen also die der zweiten aus den untersten Lagen.

Die Kalbungen erster Grösse liefern die mächtigsten Eisberge, weil bei ihnen ein Teil des Randes in dessen ganzer Dicke aus dem Zusammenhange mit dem Eisstrom gelöst wird. Ich habe diesen Vorgang beim Grossen Karajak-Eisstrom zweimal gesehen, und zwar am 16. Juli und am 13. Oktober 1892.

Im ersten Falle nahten wir uns, Dr. Vanhöffen, ich und einige Grönländer, an dem Osthange des Karajak-Nunataks gerade dem Gebiet, von wo man den Steilrand des Eisstroms im Meer übersehen kann, als wir ein gewaltiges Getöse vernahmen. Unabhängig von dieser Wahrnehmung war mir im vordersten Randgebiet des Eisstroms eine besonders hohe, oben etwas abgerundete Spitze aufgefallen, welche das ganze Gebiet rings herum erheblich überragte. Ich glaube, dass ich diese Spitze sah, ehe ich auf den Lärm aufmerkte; denn ich habe bei ihrem Anblick, wie ich mich genau erinnere, den Gedanken gehabt, sie zur Einstellung für meine Messungen zu benutzen, also zunächst die Möglichkeit einer Kalbung garnicht ins Auge gefasst, was sofort geschah, wie ich das Getöse hörte. Die Wahrnehmungen folgten so schnell, dass ich ihre Reihenfolge mit Bewusstsein nicht angeben kann; ich schliesse aber aus der Thatsache, dass bei mir ein anderer Gedanke dem an die Kalbung vorausging, dass die Wahrnehmung mit dem Auge früher erfolgte, als mit dem Ohr; ich lege Wert darauf, das hier zu betonen.

Als wir das Getöse vernahmen, war uns klar, dass eine Kalbung erfolgte; auch von den Grönländern hörte ich den Ruf *nakarpok*[1], „es fällt nieder", ein Wort,

[1] Auch bei der zweiten Kalbung, die ich am 13. Oktober 1892 von Anfang an sah, brauchte der Grönländer Thue, den ich ausdrucklich darum befragte, das Wort *nakarpok*, „es fällt nieder", obgleich der Beginn des Vorgangs in einem Emporsteigen bestand. Ich erwähne das ausdrücklich, um zu zeigen, dass hier die Bezeichnung des Grönländers sich nicht vollständig mit der Erscheinung deckt, und dass deshalb ein Schluss aus dem Wort auf das Wesen des Vorgangs, wie er von früheren Forschern versucht ist, in diesem Falle zu einem Irrtum geführt hätte, während er bei den Kalbungen zweiter Grösse eine vollkommen richtige Anschauung gab. Es wird sehr selten vorkommen, dass ein Grönländer eine Kalbung erster Grösse sieht; er kennt den Vorgang aber aus den Wirkungen, die er auf den Fjorden spürt, und bezeichnet ihn mit demselben Wort, mit dem er die Niederbrüche von schwimmenden Eisbergen, die er häufig sieht, benennt, ohne dem thatsächlich vorhandenen Unterschied in seiner Ausdrucksweise gerecht zu werden.

mit welchem sie die Kalbungen bezeichnen. Wir eilten vorwärts, einen wenige Schritte vor uns liegenden Felsenriegel hinan, um besser sehen zu können. Ich sah nun in der hohen Spitze eine abwärts gerichtete Bewegung unter anhaltendem mächtigen Getöse. Gleichzeitig wies Dr. Vanhöffen auf eine emportauchende Fläche hin, die von der sinkenden etwas entfernt war; es war die andere Seite des neugebildeten Berges. Nun wälzte der Berg und pendelte in eine Gleichgewichtslage ein; er riss jedesmal mit den emportauchenden Flächen einen mächtigen Wasserschwall mit, der dann unter starkem Brausen niederschälte und die Eisflächen furchte. In den Fluten, die er selbst erregt hatte, trieb der Berg ein wenig vom Rande ab. Als er zur Ruhe kam, verglichen wir seine am höchsten aufragende Ecke mit der Höhe der zunächst liegenden Teile des Randes und kamen überein, dass sie dieselbe ein wenig übertraf. Dr. Vanhöffen äusserte, er würde den Berg höher zeichnen, und ich sah durch das Richthofen'sche Horizontglas, dass er auch etwas höher war, als die nächsten Spitzen des Randes. Zu genaueren Messungen fehlten die Instrumente; der heftig niederströmende Regen hat auch die genommene Photographie missglücken lassen. Der Höhenunterschied war vorhanden, aber nicht gross; der Eisberg lag nur etwas näher, als die betreffenden Spitzen des Randes, und erschien auch deshalb imposanter.

Noch vollständiger habe ich die zweite grosse Kalbung vom 13. Oktober 1892 von Anfang an beobachten können; ich lasse die Schilderung, wie ich sie gleich nachher an Ort und Stelle aufgezeichnet habe, mit wenigen redaktionellen Zusätzen hier folgen. „Ich hatte gerade eine Reihe von Messungen der Eispunktrichtungen gegen die Randbasis (Karte 2) beendet und stand noch neben dem Basisendpunkt B, während der Grönländer, der mich begleitete, das Instrument vom Stativ nahm, um beides zum Heimwege zu verpacken. Ich schaute auf den Steilrand des Eisstroms, welcher unten unmittelbar vor meinem Standpunkt lag, und legte einem gerade beginnenden Grollen keine Wichtigkeit bei, weil das bei den dauernden Niederbrüchen dort sehr gewöhnlich war, als mir plötzlich die vordere Ecke des schon vorher als aufgewippt bezeichneten, am meisten vortretenden westlichen Teils des Steilrandes höher erschien, als ich sie noch soeben und kurz vorher bei den Messungen gesehen hatte. Und dies war der Fall. Während ich sie betrachtete, stieg sie höher und höher beträchtlich über die Höhe des Steilrandes empor; es war mir klar, dass sie sich aus dem Zusammenhang desselben löste. Das Aufsteigen war das erste Stadium des Vorgangs, denn ich habe den abbrechenden Teil aus seiner gewöhnlichen Lage sich erheben gesehen. Als er ganz hoch war, stürzte er rückwärts gegen den Rand und brach an demselben zusammen; ein wüstes Chaos von wälzenden und brechenden Eistrümmern und Bergen bot sich dar. Eine grosse Anzahl von Eisstücken ging aus der Zertrümmerung hervor, und immer neue tauchten auf, von denen man nicht wusste, von wo sie sich abgelöst hatten; dauernd stürzten auch Massen von dem stehengebliebenen Rande des Eisstroms hernieder in die Fluten, welche der wälzende Berg und die von ihm abgebrochenen Trümmer erzeugt hatten. Es war ein Getöse, dass man glaubte, die

Welt bricht zusammen. Der Haupteisberg war rückwärts der Länge nach übergestürzt und blieb in dieser Lage; doch die von ihm selbst erregten Fluten trieben ihn vom Rande fort und rissen die umherliegenden Trümmer mit, welche dabei dauernd unter furchtbarem Lärm zusammenstiessen und krachten und beim Wälzen an den auftauchenden Flächen von einem Wasserschwall überschält wurden."

Nachdem einigermaassen Ruhe eingetreten war, stellte ich das Instrument wieder auf und nahm zwei Photographien (Tafel 35). Man sieht auf dem Bilde die Trümmermassen, die den Hauptberg umgeben und aus dessen Zerstückelung bei der Kalbung entstanden waren. Der gewälzte Berg selbst hatte nur eine Höhe von 49 m und war mithin erheblich niedriger, als der 89 m hohe Teil des Eisstroms, aus dem er ausgebrochen war.

Ich glaube, dass diese Beobachtungen über die Kalbungen erster Grösse und die Seite 276ff. mitgeteilten Beobachtungen über das Pendeln des vorderen Eisstromrandes Art und Ursachen der Eisbergbildung vollkommen erklären; ich will die Ansicht, die ich darüber gewonnen habe, nun zusammenfassen.

Der Vorgang der Kalbung wird beim Grossen Karajak dadurch eingeleitet, dass derjenige Teil des Eisstroms, welcher beim Abstieg an dem letzten Abhange zur Tiefe des Fjordes die innere Sommergrenze überschritten hat, nach kurzem Beharren in der Neigung des Abhangs derart emporsteigt, dass seine Oberfläche im Gegensatz zur bisherigen Neigung horizontal wird und er selbst einen kastenartigen Anbau vor der 4 Kilometer langen Mitte des Eisstroms bildet. Die 1 Kilometer langen Seitenstrecken des vorderen Steilrandes treten dagegen zurück. Die Breite des Vorbaues beträgt 200 bis 300 m. Sein vorderer Rand ist einem steten Wechsel unterworfen, da aus ihm bald an dieser, bald an jener Stelle die mächtigen Eisberge ausbrechen und dabei Lücken zwischen vorstrebenden Ecken in der Umrandung zurücklassen. Wenn im Winter das Packeis des Fjordes besonders dicht wird, kann die Breite des Vorbaues stellenweise etwas grösser werden; auch das Emporsteigen aus der niedergedrückten Lage in der Neigung des Abhangs zur Horizontalität der Oberfläche kann eine Verzögerung erfahren, wie die Beobachtungen in der Gegend von Eisberg 24, also im östlichen Teil des Kastens, beweisen. Ohne das äussere Hindernis erfolgt das Emporsteigen in der Regel bald nach Überschreiten der inneren Sommergrenze, wie die alte Wasserlinie lehrt, die mit der augenblicklichen konvergiert. Der Kasten als Ganzes bleibt auch nach dem Emporsteigen im Zusammenhang mit dem Eisstrom.

Aus dem vortretenden Kasten, und nur aus diesem, brechen die Eisberge erster Grösse aus. Sie unterscheiden sich von denen zweiter und dritter Grösse darin, dass ihr Durchmesser gleich der ganzen Dicke des Eisstroms ist, während die der zweiten Grösse nur aus den unteren Lagen des Eisstroms und die der dritten nur aus den oberen abgelöst werden. Die Kalbung selbst beginnt mit einem langsamen Emporsteigen der am weitesten in den Fjord vorgetretenen Ecke, welche sich dabei beträchtlich über die Oberfläche der stehenbleibenden Teile des Eisstroms erhebt. Darnach stürzt der Eisberg rückwärts, also gegen den

Rand des Eisstroms, um und wälzt sich dann unter fortwährendem Auf- und Niedertauchen der entgegengesetzten Flächen und Enden in die Gleichgewichtslage, welche seine Form beim Schwimmen verlangt. Nur in einem Fall erfolgte das Wälzen beim Grossen Karajak nicht gleich im zweiten Stadium der Kalbung (Eisberg 24); ich glaube, dass das an der Dichte der Packeisstauungen lag, welche den losbrechenden Eisberg umgaben. Bei diesem war die Kalbung mit dem Emporsteigen beendet, und dieses war um so bedeutender gewesen, nämlich 32 m, weil der betreffende Teil des vortretenden Kastens infolge der Dichte der Packeisstauungen ungewöhnlich weit über die sonstige Grenzlage vorgerückt und ein Emporwippen aus der niedergedrückten Stellung im Zusammenhange des Eisstroms verhindert gewesen war.

Mit jeder Kalbung ist ein Getöse verbunden, welches leise beginnt und dann schnell zu einem ungeheuren Lärm anschwillt, der von den Kalbungsfluten durch die Fjorde weitergetragen wird. Die Fluten pflanzen sich 50 Kilometer und mehr durch die Fjorde hin fort, stossen die umhertreibenden Eisberge und Trümmer zusammen, so dass das Getöse überall von neuem aufgenommen und verstärkt wird, und schälen hoch an den Küsten empor. An unserer Station, welche im Wasserwege etwa 15 Kilometer von dem Rande des Grossen Karajak entfernt lag, und an welcher die Flut durch vorspringende Felsen schon gebrochen und abgelenkt eintrat, betrug ihre Amplitude bisweilen noch 2,5 m und mehr. Es waren dort langgezogene Wellen, die sich in minutenlangen Zwischenräumen folgten und im Winter die Eisdecke des Fjordes beim Vorstoss an den Felsen hoch hinauftrugen, beim Rückgang wieder senkten, so dass sie weithin zu zerbersten pflegte, solange sie selbst noch nicht zu dick war, und vor allem, solange die Packeisstauungen vor dem Rande des Eisstroms noch nicht dicht genug waren, um die Gewalt der Flut zu brechen. Bei Karajak-Eck (Karte 2), wo die Flut ohne Ablenkung durch vorspringende Felsen gegenprallte, hatte sie einen mächtigen Wall von Eisblöcken auf den Eisfuss der Küste gehäuft. Noch bei Ikerasak, in etwa 50 Kilometer Entfernung, waren im Sommer ihre Oscillationen zu sehen. In der näheren Umgebung des Eisstroms werden im Winter die Schollen und Berge bis zu einem Abstand von 8 bis 9 Kilometer zusammengeschoben und aufeinandergetürmt, so dass das undurchdringliche Staueis entsteht, welches den Eisrand umlagert (Tafel 34). Bisweilen wird auch das plastische Meereis zu förmlichen Falten gebogen; weithin werden in das Eis der Fjorde durch die Kalbungen Spalten und Risse geschlagen.

Es ist darüber gestritten worden, ob bei einer Kalbung zuerst das Geräusch gehört wird, oder ob das Auge die erste Wahrnehmung hat. A. Helland[1], welcher am Jakobshavner Eisstrom eine Kalbung erster Grösse sah, berichtet, dass er durch das Geräusch aufmerksam wurde, während K. J. V. Steenstrup[2] geltend macht, dass Helland dann nicht das erste Stadium der Kalbung gesehen hätte, weil dasselbe

[1] Om de isfyldte Fjorde, S. 40ff.

[2] Geografisk Tidskrift, Kjobenhavn 1892. Vol. XI, Heft 8.

vorüber gewesen sein konnte, als das Geräusch zu dem fernen Beobachtungsstandpunkt gelangte. Steenstrup folgert daraus, dass das von Helland als erstes Stadium gesehene Emporsteigen des Eisberges in der That nicht das erste war, sondern auf ein vorheriges Niedersinken gefolgt ist, wie es beim Wälzen von Eisbergen immer geschieht.

Ich glaube nicht, dass der Einwand Steenstrup's stichhaltig ist, weil das Aufsteigen der Eisspitze beim Grossen Karajak langsam erfolgte. Selbst wenn man die Kalbung vorher geahnt und das Auge scharf auf die betreffende Eisecke gerichtet hätte, würde man den ersten Anfang der Bewegung kaum wahrgenommen haben. Wenn man ihn sieht, sind sicher schon einige Sekunden vergangen, und in der Zeit konnte der Lärm des Wassers, welcher gleich beim Beginn der Kalbung einsetzt und sich mit der Dauer des Vorgangs steigert, meinen Beobachtungsstandpunkt an der Randbasis, zu dem er bei der Entfernung von 2 Kilometer in 6 Sekunden gelangen musste, erreicht haben; er kann zweifellos auch auf viel weitere Entfernungen gehört werden, ehe das Aufsteigen der Eisspitze endigt.

Ich habe mit Bewusstsein bei der einen Kalbung den Vorgang zuerst gesehen, bei der anderen zuerst gehört; es kann aber bei jener schon vorher Geräusch vorhanden gewesen sein, zumal Niederstürze vom oberen Rand fast unablässig erfolgen und mit der Zeit kaum mehr beachtet werden, und es kann bei dieser das Grollen, das ich vorher hörte, von solchen Niederstürzen hergerührt haben. Ich kann also nicht sicher angeben, ob man die grosse Kalbung als solche zuerst hört oder sieht, glaube aber auch, dass dies gleichgültig ist. Würde dem Aufsteigen ein Niedersinken vorangegangen sein, so hätte ich es ebenso gleichzeitig mit Auge und Ohr wahrgenommen, wie das Aufsteigen, welches bei den beiden Kalbungen des Grossen Karajak sicher das erste Stadium war, wie aus meiner Darstellung des Vorgangs hervorgehen wird. Ich stimme R. Hammer[1] bei, welcher meint, dass es bei A. Helland's Beobachtungen am Jakobshavner Eisstrom ebenso war; denn wenn sein Standpunkt auch etwas ferner lag, als der meine, konnte er bei der Langsamkeit des Aufsteigens doch schon während der Dauer desselben von dem Lärm erreicht und aufmerksam gemacht worden sein. Die kurzen, schnellen Niederstürze vom oberen Rande hörte man freilich häufig wenige Sekunden, nachdem man sie sah; die Ablösung eines Eisberges aber geht zu langsam vor, als dass das erste Stadium des Vorgangs schon vorüber sein könnte, wenn man den Lärm vernimmt.

Bei der Sachlage, wie ich sie soeben geschildert habe, besteht kein Zweifel, dass die Kalbungen dort erfolgen, wo die Tiefe des Fjordes soweit zugenommen hat, dass der vorrückende Eisstrom den Boden verliert und zu schwimmen beginnt; mithin ist der Auftrieb des Wassers die eigentliche Ursache für die Loslösung der Eisberge. Dieses Ergebnis folgt daraus, dass die Kalbung mit einer aufwärts gerichteten Bewegung beginnt, und dass sie aus demjenigen Teile des Eisstroms erfolgt, welcher durch die Horizontalität

[1] Geografisk Tidskrift, Kjobenhavn 1892, Vol. XI, Heft 8.

seiner Oberfläche und die alte Wasserlinie über dem augenblicklichen Meeresspiegel bekundet, dass er selbst schon einem Auftrieb unterliegt und die Neigung des Abhangs davor im Meer nicht mehr fortzusetzen vermag.

Der Auftrieb hebt den ganzen mittleren Teil, wenn er die Grenzlage, die ihm durch das Verhältnis seiner Dicke zur Tiefe des Wassers gestellt ist, überschreitet, und überwindet schliesslich den Widerstand, der ihm durch den Zusammenhang der Eismasse gesetzt ist, indem er Teile derselben als Eisberge ausbricht. Die Strecke, um welche die Grenzlage überschritten werden kann, ist nicht erheblich und beträgt beim Grossen Karajak nur 200 bis 300 m.

Nach den Versuchen von K. J. V. Steenstrup[1] ist bei dem Eis der Berge das Verhältnis des über und des unter dem Meeresspiegel schwimmenden Teils gleich 1:7,41 bis 1:8,23, d. h. etwa achtmal soviel Masse befindet sich unter der Oberfläche des Meeres, als darüber. Bei einem kastenartig geformten, homogenen Eisstück, welches 100 m über den Meeresspiegel emporragt, würde das für die Höhe des darunter befindlichen Teils einen Betrag von etwa 800 m bedeuten. Der Grosse Karajak ragt in dem Steilrand des mittleren Teils nur mit den höchsten Spitzen 100 m, mit anderen 80 bis 90 m über den Meeresspiegel empor; sein Körper ist ausserdem von vielen Spalten durchrissen und tief zerteilt. Also ist der Eisstrom nicht homogen und wird daher nicht erst in einem 800 m tiefen Meer den Boden verlieren, sondern in weit geringeren Tiefen. In der unmittelbaren Nähe seines vorderen Randes habe ich keine Lotungen ausführen können, dagegen war das beim Kleinen Karajak möglich. Hier ergab sich, dass die Tiefe des Fjordes nur etwas über viermal so gross ist, wie die höchsten Spitzen des Steilrandes. Nehmen wir an, dass auch der Kleine Karajak dort endigt, wo er den Boden verliert, und dass beim Grossen Karajak auch das bei jenem gefundene Verhältnis besteht, so müsste das Meer vor dem Steilrand des mittleren Teils bei diesem eine Tiefe von 400 bis 500 m besitzen, was, nach den in weiterem Abstand von seinem Rande ausgeführten Lotungen zu schliessen, wohl zutreffen kann.

Einen ferneren Beweis dafür, dass der Grosse Karajak endigt, wo er den Boden verliert, sehe ich in der Art der Bewegung, wie ich sie im X. Kapitel geschildert habe. Ich setzte dort auseinander, dass die grosse Geschwindigkeit in der Oberfläche des Randgebiets nur zu verstehen ist, wenn die Bewegung immer passiver wird; bei der Differenz der Geschwindigkeiten auf der Tasiusak-Stufe und im Randgebiet würde die Kontinuität des Eisstroms eine Unterbrechung erfahren, wenn nicht die Eigenbewegung im Randgebiet immer geringer wird. Dieses geschieht, wenn die tieferen Lagen allmählich vom Druck entlastet, also vom Meerwasser getragen werden. Es wird also jedenfalls, wie die Verteilung der Bewegung lehrt, mit Annäherung an das Randgebiet die passive, schwimmende Bewegung immer vollkommener erreicht. Die geschilderten Verhältnisse des angebauten Kastens, die eigenartige Bewegung der bei Eisberg 24 ungewöhnlich weit vorgerückten Zunge,

[1] Meddelelser om Grønland IV, S. 97.

sowie die des Packeises bei diesem Eisberge selbst beweisen, dass das vorderste Randgebiet die Grenzzone bildet, in welchem die frühere, auf dem Druck der oberen Lagen beruhende Eigenbewegung des Eisstroms in die rein passive übergeht.

Es ist nicht anzunehmen, dass bei anderen Eisströmen in dieser Richtung andere Verhältnisse vorliegen, als beim Grossen Karajak. Ich sehe vielmehr in dem Umstand, dass die verschiedenen Eisströme verschiedene Eisbergformen bilden, ein wesentliches Argument dafür, dass das Ende der Eisströme überall von denselben Bedingungen abhängt, und damit eine fernere Stütze für die soeben entwickelte Ansicht.

Wenn nämlich die Eisströme mit so verschiedenen Neigungen der Oberfläche und des Untergrundes in die Fjorde hinaustreten, wie es bei dem Jakobshavner Eisstrom, dem Umiamako und dem westlichen Itivdliarsuk auf der einen, dem Sermilik, dem Grossen und dem Kleinen Karajak auf der anderen Seite stattfindet (Tafel 43), dann müssen die ersteren breite ungewälzte Eisberge, die letzteren schmale gewälzte produzieren, wenn die Kalbungen dort erfolgen, wo das Schwimmen beginnt.

Man kann dieses Argument durch eine kurze Betrachtung beweisen: Um einen Eisberg aus dem Zusammenhang mit dem Eisstrom auszubrechen, gehört eine bestimmte Steigerung des Auftriebs gegenüber der Grösse, zu welcher der Auftrieb vom ersten Eintreten des Eisstroms in das Meer an durch Vertiefung des letzteren in seinem weiteren Laufe allmählich angewachsen ist. Für die Auslösung kommt es nur auf die Steigerung der Kraft, also auf die Differenzen des Auftriebs in benachbarten Teilen des Eisstroms an, nicht auf die absolute Grösse desselben. Denn diese kann einen dicken Eisstrom noch auf dem Boden belassen, während sie einen dünneren oder stark zerklüfteten schon heben muss. Jeder Eisstrom hat im Fjord eine von seiner Mächtigkeit und Zerklüftung abhängige Gleichgewichtslage; die Grenze derselben aber hängt nur von dem Verhältnis ab, in welchem der Auftrieb wächst.

Nun wird die Differenz in benachbarten Gebieten eines Eisstroms verschieden sein, je nachdem der Untergrund langsam oder schnell abfällt, also je nachdem die Tiefe des Meeres, in welcher der Eisstrom liegt, allmählich oder plötzlich zunimmt. Der Auftrieb, also der hydrostatische Druck, ist proportional dieser Tiefe und ausserdem proportional der Fläche, auf welche er wirkt. Hieraus folgt, dass dieselbe Steigerung des Auftriebs durch eine Vergrösserung der Tiefe oder der Fläche erreicht werden kann, d. h. wenn die Tiefe schnell wächst, bedarf es einer geringeren Fläche, um dieselbe Differenz des Auftriebs zu erzeugen, als wenn die Tiefe langsam zunimmt. Auf geringer Neigung des Untergrundes muss der Eisstrom daher weiter vorrücken und der Auftriebsdifferenz eine grössere Fläche darbieten, um zerbrochen zu werden, als bei starker. Mit anderen Worten, der mässig geneigte Eisstrom muss breite, der stark abfallende schmale Eisberge bilden; und es ergiebt sich auch theoretisch, dass derjenige Unterschied in den Eisbergformen der beiden Eisstromgruppen vorhanden sein muss, welcher thatsächlich

besteht. Die erste Gruppe hatte ungewälzte, also breite, die zweite gewälzte, also schmale Berge.

Es ist die Frage aufgeworfen worden, ob die Steigerung des Auftriebs, welche die Eisberge ausbricht, allein durch das Vorrücken des Eisstroms in tieferes Wasser zu stande kommt, oder ob auch äussere Kräfte, z. B. die Gezeiten, dabei wesentlich mitwirken. Theoretisch ist die Beteiligung derselben wohl zu verstehen, weil die Flut die Tiefe des Meeres steigert und dadurch ein plötzliches Wachstum des hydrostatischen Drucks herbeiführt, welches an den Stellen des Eisstroms, welche die äusserste Grenzlage nahezu erreicht haben, zur Loslösung der Eisberge ausreichen kann. Es ist wohl möglich, dass dieser Umstand im einzelnen Fall auch von Bedeutung ist, doch glaube ich nicht, dass er im allgemeinen wesentlich in Betracht kommt. Von den acht Kalbungsfluten, welche der Flutmesser an unserer Station registriert hat, traten vier bei steigendem, vier bei fallendem Wasserstand ein, und davon je eine bei dem höchsten und dem niedrigsten Stand; hier ist also keine Abhängigkeit von dem Wasserstand zu erkennen. Die Anzahl der registrierten Kalbungsfluten ist freilich nur gering, weil der Flutmesser nur eine beschränkte Zeit in Thätigkeit war; thatsächlich haben sich während unserer Anwesenheit viel mehr Kalbungen am Grossen Karajak-Eisstrom ereignet. Ich glaube aber nicht, dass ihr Eintritt sich als abhängig von den Gezeiten erweisen würde, wenn mehr Registrierungen vorliegen möchten, weil der Unterschied der Höhe des Meeresspiegels bei Ebbe und Flut dort höchstens 2,13 m beträgt und meistens weniger.[1] Die Oberfläche des Eisstroms ist auf dem Abhange zum Meer um 6° geneigt; wenn, wie anzunehmen, der Boden die gleiche Neigung hat, würde der Eisstrom durch ein Vorrücken auf derselben um etwa 19 m eine Steigerung der Meerestiefe, also des Auftriebs, um 2 m gewinnen. Da nun das Randgebiet des Eisstroms die Strecke von 19 m in 24 Stunden zurücklegt, bedarf es eines Tages, um durch Bewegung fast die gleiche Steigerung des Auftriebs zu erreichen, welche die Amplitude der Gezeiten im Maximalfall schaffen kann, und weit kürzerer Zeit, um den gewöhnlichen Einfluss der Gezeiten zu übertreffen. Immerhin ist es natürlich möglich, dass der Eintritt des Hochwassers im einzelnen Falle die Auslösung der Eisberge veranlasst.

Auch ein anderer Umstand, auf welchen K. J. V. Steenstrup[2] Gewicht legt, scheint mir nicht von wesentlicher Bedeutung für den Eintritt der Kalbungen zu

[1] Bei den Gezeiten im Kleinen Karajak-Fjord war täglich ein zweimaliger Wechsel von Ebbe und Flut wahrzunehmen; es bestanden also innerhalb 24 Stunden zwei Wellenberge und zwei Wellenthäler, und mithin drei verschiedene Amplituden zwischen Hoch- und Niedrigwasser. Bezeichne ich die Wellenberge mit *b* und *d*, die Thaler dazwischen mit *a* und *c*, so zeigen die von meiner Expedition vorliegenden Registrierungen, wie mir Herr Professor Dr. C. Börgen gütigst mitteilt, etwa die folgenden Maximal- und Minimalwerte der Amplituden in Centimetern:

	a—b	*b—c*	*c—d*
Maximum	213	177	60
Minimum	100	85	30

[2] Meddelelser om Grønland IV, S. 95.

sein, nämlich das Niederstürzen der Trümmer vom oberen Rande des Eisstroms, also die Kalbungen dritter Grösse. Gewiss werden dieselben den Eisrand entlasten und damit den Einfluss des im Augenblick vorhandenen Auftriebs steigern, unter Umständen auch zur Auslösung führen; aber andererseits sind diese Niederstürze beim Grossen Karajak so häufig und allgemein, dass eine grosse Kalbung zwar bisweilen gleichzeitig mit ihnen stattfinden wird, aber nicht durch sie bedingt zu sein braucht. Ich habe Kalbungen dritter Grösse von sehr bedeutendem Umfang gesehen, ohne dass eine Kalbung erster Grösse darauf gefolgt ist, und ich habe andererseits bei der zweiten grossen Kalbung, die ich von Anfang an beobachtete, von der Stelle, welche fortbrach, vorher keine Niederstürze erfolgen gesehen. Ich glaube daher, dass auch dieses Moment hinter dem Einfluss der Bewegung des Eisstroms, welche dessen Masse in tieferes Wasser hinausführt, zurücksteht.

Bei der regelmässigen Bewegung des Eisstroms liegt die Frage nahe, ob die grossen Kalbungen nicht in bestimmten Perioden wiederkehren und deshalb vorausgesagt werden können. Bis zu einem gewissen Grade ist dies auch der Fall, wie man aus einer Betrachtung der Bewegungen des Randgebiets (Tabelle II, Seite 263ff.) erkennen wird. In den letzten Sätzen der Gruppen XX, XXII und XXIV haben die Eisspitzen acht bis zehn Tage vorgehalten; da ihre Beobachtung kurz nach Überschreitung der inneren Sommergrenze begann und kurz vor einer Kalbung endigte, hat es bei ihnen 12 bis 14 Tage gedauert, bis sie von der inneren zur äusseren Sommergrenze gelangten und zur Kalbung kamen. Die gleiche Zeit werden die Eisspitzen immer gebrauchen, um den Raum des mit horizontaler Oberfläche vorgebauten Kastens zu durchmessen, da dessen Breite 200 bis 300 m und die Geschwindigkeit der Bewegung innerhalb dieser Strecke 19 m in 24 Stunden beträgt. Man kann also im allgemeinen annehmen, dass ein bestimmtes Eisgebiet, welches die innere Sommergrenze überschreitet, in 12 bis 14 Tagen ausbrechen wird.

Da jedoch das Vorrücken des vorderen Randes nicht geschlossen erfolgt, sondern in einzeln vorstrebenden Ecken, die von unregelmässig umgrenzten Einbrüchen getrennt sind, kommt bald dieser bald jener Teil der 4 Kilometer breiten Mitte des Eisstroms zur Kalbung, und dann, wenn die Reihe der zu einer bestimmten Zeit am meisten vortretenden Ecken fort ist, die Gebiete, welche bis dahin hinter jenen zurücklagen. Die am weitesten vortretenden Ecken liegen stets in anderen Teilen des Randes, so dass die Eisberge bald an dieser, bald an jener Stelle ausgelöst werden. Ausserdem ist die Masse des Eisstroms im Randgebiet nicht gleichmässig verteilt; die verschiedene Höhe der Spitzen, die Anzahl der Spalten und andere Verschiedenheiten lassen den einen Teil länger als den anderen dem Auftriebe des Wassers widerstehen. So kommt eine Menge von Momenten in Betracht, welche die Zeit der Kalbung bedingen; und wenn in einem bestimmten Gebiet auch eine Auslösung immer in 12 bis 14 Tagen zu erwarten ist, so treten doch in den danebenliegenden auch in der Zwischenzeit Kalbungen ein. Die Periode, welche dem einzelnen Teil eigentümlich ist, gilt also nicht für den ganzen Rand, und nicht für die Gesamtzahl der Kalbungen.

Dieses tritt auch in der folgenden Zusammenstellung von Kalbungen des Grossen Karajak deutlich hervor. Von denselben sind die beiden beschriebenen direkt beobachtet worden, die übrigen sind aus den Fluten erkannt, die wir an der Station und in anderen Teilen des Umanak-Fjordes sahen; acht Kalbungsfluten sind, wie schon erwähnt, durch den Flutmesser unserer Station registriert. Die Kalbungen, welche nur aus Fluten erkannt und nicht durch nachträgliche Beobachtung des neugebildeten Eisberges oder andere Erkundigungen auf den Grossen Karajak zurückgeführt werden konnten, sind mit einem Fragezeichen als unsicher vermerkt.

Jahr	Monat	Tag	Bemerkungen über die Feststellung der Kalbung
1892	Juli	4?	Es waren Fluten bei Ikerasak; doch können dieselben vielleicht auch durch Zertrümmerung von Eisbergen entstanden sein.
	—	5?	
	—	6	Grosse Flut bei Ikerasak beobachtet.
	—	16	Gesehen von der Randbasis auf dem Karajak-Nunatak.
	August	27	Flut vom Flutmesser bei der Station registriert.
	—	31	Flut vom Flutmesser bei der Station registriert und bei Asakak beobachtet.
	Oktober	2	Flut bei der Station gesehen; auch wurde 20 Minuten vorher dort das Getöse gehört.
	—	13	Gesehen von der Randbasis auf dem Karajak-Nunatak. Flut bei der Station vom Flutmesser registriert.
	—	17	Flut vom Flutmesser bei der Station angezeigt.
	—	31	Flut vom Flutmesser bei der Station registriert.
	Dezember	4?	Fluten wurden bei der Station gesehen, waren aber nicht sicher auf Kalbungen des Grossen Karajak zurückzuführen.
	—	23?	
	—	27	Grosse Flut bei der Station gesehen.
	—	30	Grosse Flut bei der Station gesehen.
1893	Januar	12	Flut bei der Station gesehen.
	—	15?	Flut bei der Station gesehen, rührte aber vielleicht von einer Kalbung des Kleinen Karajak her.
	—	20	Grosse Flut bei der Station gesehen. — Zertrümmerung der Eisdecke des Kleinen Karajak-Fjordes.
	—	28	Desgleichen.
	—	31	Desgleichen.
	Februar	3?	Flut war bei der Station vorhanden, rührte aber nicht mit Sicherheit von einer Kalbung her.
	—	18?	
	März	28	Grosse Kalbungsflut bei der Station ohne Zertrümmerung des Fjordeises.
	April	15	Grosse Kalbungsflut bei der Station ohne Zertrümmerung des Fjordeises.
	Juni	27	Flut vom Flutmesser bei der Station registriert.
	Juli	7	Desgleichen.
	—	14	Flut bei der Station gesehen.
	—	26	Flut vom Flutmesser bei der Station registriert.
	—	28	Flut bei der Station beobachtet.

Aus dieser Zusammenstellung ist ersichtlich, dass sie bei weitem nicht die ganze Anzahl der Kalbungen enthält, welche sich in der Zeit unserer Anwesenheit im Grossen Karajak-Fjord ereigneten. Längere Abwesenheiten vom Ufer des Meeres in der Nähe des Eisstroms oder auch überhaupt von dem Bereich seiner Kalbungsfluten erklären die Lücken, zumal da der Flutmesser bei der Station des Eises

wegen nur etwa drei Monate in Thätigkeit sein konnte und auch in diesen nicht immer funktionierte, weil er durch Eis, Fluten und Stürme häufig in seinem Gang gestört war. Nur so ist es zu verstehen, dass aus einigen Monaten gar keine Kalbungen verzeichnet sind, so z. B. vom September, wo ich auf dem Inlandeis weilte, oder von einigen Frühjahrsmonaten, wo ich längere Schlittenreisen in der Disko-Bucht, im Karrat-Fjord und in Uperniviks-Land, also ausserhalb des Bereichs der Kalbungsfluten des Grossen Karajak, ausführte.

Diejenigen Monate, welche nach Maassgabe meines Aufenthaltsortes die vollständigste Angabe der Kalbungen enthalten können, sind der Januar und der Juli 1893, weil ich in beiden meistenteils in der Nähe der Station weilte und die Kalbungsfluten dabei wahrnehmen konnte. In beiden Monaten haben sich je vier grosse Kalbungen ereignet und in beiden in recht unregelmässiger Folge, was meine oben gegebenen Darlegungen bestätigt.

Bemerken möchte ich noch, dass die Erkenntnis der Kalbungen aus den Fluten, die sie erzeugen, im Winter nicht so gut möglich ist, wie im Sommer, weil im Winter die Packeisstauungen vor dem Rande des Eisstroms die Fluten vorzeitig brechen und hemmen. Dieselben waren im Januar noch nicht dicht genug; die Fluten hatten deshalb bei der Station eine solche Gewalt, dass sie die Eisdecke des Fjordes zertrümmerten und vollständig beobachtet werden konnten. Im Februar waren sie schon so gedämpft, dass ich aus ihnen nicht mit Sicherheit auf Kalbungen des Grossen Karajak schloss, wenn eine anderweitige Bestätigung fehlte. Im März und April war dies an zwei Tagen mit Sicherheit möglich, doch wurde an diesen trotz grosser Gewalt der Fluten die Eisdecke des Fjordes bei der Station nicht mehr zertrümmert. Erst Ende Juni und im Juli kamen die Fluten wieder mit voller Gewalt bis zu der Station, nachdem die Winterstauung durch das Ausstossen schon teilweise gelöst war. Auch aus diesem Grunde kann mir manche Kalbung des Eisstroms im Winter entgangen sein.

Immerhin kann man aus den obigen Tabellen, sowie aus der beschriebenen ständigen Verdichtung des Packeises vor dem Rande des Eisstroms im Laufe des Winters schliessen, dass etwa vier grosse Kalbungen in jedem Monat, also etwa fünfzig in jedem Jahr stattfinden. Dieselben erfolgen nicht in regelmässigen Zwischenräumen, treten aber zu allen Jahreszeiten ein, wie es bei der nie ruhenden Bewegung des Eisstroms zu erwarten ist. Man kann sich aus der Breite des mittleren Teils des Eisstroms, der die Eisberge löst, aus seiner Geschwindigkeit und seiner Dicke eine ungefähre Vorstellung von den Massen bilden, welche der Grosse Karajak im ganzen in das Meer hinausführt. Die Breite der Mitte beträgt 4 Kilometer, die Höhe derselben über dem Meer 80 bis 100 m, die darunter (nach Seite 396) 400 bis 500 m, also die Gesamtdicke etwa 540 m. Da die tägliche Geschwindigkeit des Randgebiets in der Mitte 19 m beträgt, wird dort an jedem Tage im Durchschnitt eine Eismasse von über 41 Millionen Kubikmeter die Kalbungsgrenze überschreiten, und es werden in jedem Jahr etwa 15 Kubikkilometer losbrechen, um in Eisberge und Trümmer zerstückt davonzutreiben.

Die genaue Zahl, welche sich für die Produktivität der Mitte des Grossen Karajak aus den obigen Zahlen ergiebt, ist 14,9796 Kubikkilometer im Jahr. Dazu kommen die von Kalbungen zweiter und dritter Grösse herrührenden Trümmer der beiden Randstreifen, deren Breite zusammen 2,5 Kilometer, deren Höhe über dem Meer im Durchschnitt mindestens 50 m und deren Dicke unter dem Wasserspiegel demnach etwa 200 m beträgt; ihre Gesamtdicke ist also mindestens 250 m. Bedenken wir, dass sich beide im Winterzustand des Fjordes, also im Verlaufe eines halben Jahres, nach Seite 283 um 200 bis 300 m und im Durchschnitt um 250 m verlängern, so ergiebt sich ihre Produktivität für das Jahr zu 0,3125 Kubikkilometer. Demnach ist die Gesamtproduktivität des Grossen Karajak 15,3 Kubikkilometer im Jahr. Dieser Wert übertrifft die von A. Helland[1] für den Jakobshavner Eisstrom zu 16 Millionen Kubikmeter täglich geschätzte Produktivität erheblich; ich glaube indessen, dass Helland's Schätzung zu gering ist, und dass auch der Jakobshavner Eisstrom mehr Eismassen, als 16 Millionen Kubikmeter täglich in das Meer hinausführt. Meine Rechnung beruht auf genauen Messungsgrundlagen; in dem einen Fall, wo diese nicht zu erlangen waren, bei der Tiefe des Fjordes vor dem Rande des Eisstroms, ist der früher auf anderem Wege abgeleitete Wert sicher nicht zu hoch gegriffen.

Über den Vorgang der Kalbungen und ihre Ursachen hat seit längerer Zeit eine lebhafte Erörterung stattgefunden, und bis heute sind die Ansichten der verschiedenen Forscher nicht in vollen Einklang gekommen. Es will mir jedoch scheinen, dass die Verschiedenheit der Ansichten ursprünglich nicht so wesentlich war, wie sie im Laufe der Diskussion an dieser oder jener Stelle hervortritt. Alle Forscher stimmen darin überein, dass der Auftrieb des Wassers vorzugsweise die Loslösung der Eisberge veranlasst. Die Ansichten gehen nur darin auseinander, ob das Ende des Eisstroms vor der Kalbung im Wasser niedergedrückt ist und ob demnach der Eisberg bei seiner Loslösung emporsteigt, oder ob die Kalbung nur dadurch veranlasst wird, dass die noch mit geringem Druck auf dem Meeresboden liegende Eismasse durch Niedersturz von Teilen des oberen Randes entlastet wird und der Auftrieb des Wassers danach die Loslösung bewirken kann, ohne den Eisberg aus einer niedergedrückten Lage emporzuheben. Die erste Auffassung ist besonders von H. Rink, A. Helland und R. Hammer vertreten, die letzte von K. J. V. Steenstrup[2].

Aus meinen Ausführungen wird hervorgehen, dass das Ende des Grossen Karajak eine kurze Strecke, etwa 200 m, in der That niedergedrückt wird, dass es dann zunächst noch im Zusammenhange mit dem Eisstrom emporwippt und endlich bei der Kalbung als Eisberg emporsteigt. Dieses beweist die Horizontalität

[1] Meddelelser om Grønland IV, S. 95.

[2] Die letzte und vollständigste Auseinandersetzung über diesen Gegenstand fand zwischen K. J. V. Steenstrup und R. Hammer in Geografisk Tidskrift, Kjøbenhavn 1892, Band XI, statt. Da daselbst auch die Literatur vollständig angegeben ist, möchte ich hier auf eine Anführung der vielen einzelnen Stellen verzichten; ich habe dieselben aber alle eingesehen und geprüft.

der Oberfläche in dem Vorbau der Mitte, die alte Wasserlinie, welche mit der augenblicklichen konvergiert, und die Einleitung der Kalbung durch ein Aufsteigen des losbrechenden Teils. Wenn im Winter die Packeisstauungen des Fjordes die Auslösung verzögern, kann das Ende auch eine etwas längere Strecke niedergedrückt bleiben, wie das starke Emporsteigen des Eisbergs 24 und die geringe Höhe des Randteils, aus dem er entstand, beweisen. Ich schliesse mich also in dieser Beziehung der Ansicht von H. Rink, A. Helland und R. Hammer an; die Kalbung erfolgt, indem der losbrechende Eisberg durch den Auftrieb des Wassers zunächst über seine bisherige Lage emporsteigt.

Andererseits muss ich darauf aufmerksam machen, dass das Niederdrücken des Endes beim Grossen Karajak auf die kurze Strecke, welche gleich der Breite des Vorbaues ist, beschränkt bleibt, und dass deshalb nur in dem einen Fall des Eisbergs 24, wo das Niederdrücken der Packeisstauungen wegen ausnahmsweise lange anhielt, ein wesentliches und bleibendes Emporsteigen über die Höhe des Eisstromrandes stattfand, und auch hier nur im Vergleich mit der Ausnahmestellung des Randes, nicht mit seiner gewöhnlichen Erscheinung. In allen anderen Fällen war das Emporsteigen nur vorübergehend bei dem Beginn der Kalbung; auch haben sich in allen anderen Fällen die Eisberge noch während der Kalbung gewälzt.

Die eigentümliche breite Form der Eisberge des Jakobshavner Eisfjordes zeigt, dass hier das Gleiche der Fall ist. Der ungewälzte Eisberg 4 war nicht nennenswert über die Lage, die er im Eisstrom eingenommen hatte, emporgestiegen, er war also vor seiner Bildung nicht lange und nicht tief niedergedrückt gewesen. Alle Eisberge, welche dort die Höhe des Randes übertrafen, waren gewälzte Berge und verdankten deshalb ihre besondere Höhe nur ihrer besonderen Breite und Grösse. Auch im Itivdliarsuk und Umiamako waren die ungewälzten Eisberge niedriger oder höchstens ebenso hoch, wie der Rand des Eisstroms. Hieraus folgt mit Sicherheit, dass das Niederdrücken auch bei den Eisströmen der ersten Gruppe auf geringe Strecken beschränkt bleibt, und ich stimme deshalb K. J. V. Steenstrup bei, wenn er der Auffassung von einem längeren Schweben der Eisströme im Wasser widerspricht. Wäre der Rand längere Strecken niedergedrückt, so müssten gerade die ungewälzten Eisberge über seine Höhe emportauchen, wie es Eisberg 24 that; da sie aber die gleiche Höhe behalten, welche sie im Zusammenhang mit dem Eisstrom gehabt, sieht man, dass sie bei der Kalbung ihre Lage nicht wesentlich verändern. Es handelt sich also stets nur um eine kurze Strecke, um welche die Eisströme jene Grenzlage, in welcher sie im Auftrieb des Wassers gerade noch auf dem Boden drücken, zu überschreiten vermögen. Bei den geringen Neigungsverhältnissen der Eisfjorde der ersten Gruppe und hauptsächlich des Jakobshavner Eisfjordes (Tafel 43) ist diese Strecke grösser als bei denen der zweiten, besonders wenn die Packeisstauungen des Winters von aussen her die Auflösung verhindern.

Darin aber stimme ich K. J. V. Steenstrup nicht bei, wenn er das Niederstürzen vom oberen Rande als den eigentlichen Grund der Auslösung bezeichnet. Eben weil das äusserste Ende niedergedrückt ist, treten alle anderen

Gründe der Auslösung hinter dem Auftrieb des Wassers zurück, wie ich vorher eingehend begründet habe. Gerade aus den Bewegungsverhältnissen der Eisströme, welche auf dem Auseinanderdrücken der untersten Lagen beruhen und gegen das Meer hin, wo die Entlastung durch den Auftrieb des Wassers zunimmt, immer passiver werden, habe ich das Hauptargument für meine Auffassung gewonnen.

So komme ich zu dem Schluss, dass die Eisströme die Grenzlage, welche ihnen durch das Verhältnis ihres Gewichts, also ihrer Dicke, zur Tiefe des Meeres, in das sie eintreten, gestellt ist, im Sommer nur wenig und im Staueise des Winters etwas, aber nicht erheblich weiter, zu überschreiten vermögen. Der Auftrieb des Wassers zerbricht und zerstückt das strömende Eis, wenn die Grenze überschritten ist. Dieses Ergebnis ist insofern von Wichtigkeit, als es das Vordringen eines Inlandeises durch ein Meer auf ein ganz bestimmtes Maass beschränkt. Tiefen, welche über vier- bis fünfmal so gross sind, wie die Mächtigkeit des Inlandeises über dem Wasserspiegel, werden in Grönland von zusammenhängenden Eismassen nicht mehr durchmessen, weil diese dann in Eisberge aufgelöst werden. Das Verhältnis hängt lediglich von dem Gewicht der strömenden Massen ab. Sind dieselben weniger zerklüftet und zerteilt, also homogener als die Eisströme Grönlands, so werden sie etwas tieferes Meer zu durchschreiten vermögen. Bei ganz homogenen Massen bestimmt das spezifische Gewicht in Bezug auf das Wasser, in welches sie eintreten, das Ende des Vordringens, welches äussere Umstände, wie Packeisstauungen, nur wenig zu verrücken vermögen, und welches bei jeder Meerestiefe mit Sicherheit angegeben werden kann. Wenn das Eis ganz homogen ist, und wenn es dann ausschliesslich auf das spezifische Gewicht ankommt, kann der Zusammenhang nur erhalten bleiben, insofern die Mächtigkeit der Masse die Tiefe des Meeres um ein Siebentel bis ein Achtel übertrifft.

Gruppe I.

Jakobshavner Eisstrom
Inlandeis
Fjord 84 ... 275 400
Meeresspiegel

Umiamako
Fjord 50 300 400
Meeresspiegel

Itivdliarsuk. Inlandeis
Fjord 70 100 180 200 300 400
Meeresspiegel

Gruppe II.

Kleiner Karajak
Stufe vor dem Abfall
Inlandeis
Fjord 50 100 200 300 400 500 600 700 800
Meeresspiegel
-213

Sermilik
Inlandeis
Fjord 50 300
Meeresspiegel

Tasiusak-Stufe
Abfall zur Tasiusak-Stufe
Inlandeis
Stufe
Abhang
Fjord 100 100 200 300 350 400 450 500 600
Meeresspiegel
Grosser Karajak

Vertikale Längsschnitte durch sechs Eisströme von den Fjorden zum Inlandeis im natürlichen Höhenverhältnis. Maasstab 1: 100000. Höhen in Metern

0 500 1000 m. 0 1 2 3 4 5 6 Kilometer.

Lith. Giesecke & Devrient.

Fünfzehntes Kapitel.

Eisbildungen und Eissedimente.

Nachdem ich in den vorangehenden Kapiteln das Inlandeis und seine Ausläufer bis zu ihrer Auflösung im Meer geschildert habe, will ich nun die anderen Eisbildungen Grönlands nach Entstehung, Charakter und Verbreitung behandeln, nämlich das Eis der Bäche, Binnenseen und Fjorde. Alle diese Arten stehen naturgemäss mit einander und mit dem Inlandeis in mannigfacher Beziehung, da sie zum Teil auf dessen Oberfläche entstehen und zum anderen Teil mit dessen Resten bei der Zertrümmerung im Meer vermengt werden. Ich werde auch diese anderen Eisarten bis zu ihrer Verteilung im offenen Meer verfolgen und daran eine Schilderung der Sedimente schliessen, welche durch das Eis auf dem Lande und am Boden des Meeres zur Ablagerung kommen.

Das Eis der Bäche.

Die Eisbildung der Bäche geht in der Weise vor sich, dass sich einzelne Eiskrystalle, und zwar hexagonale Tafeln, welche vielfach die Gestalt eines Sägenblattes haben, häufig aber auch eine allseitige, nicht unerhebliche Flächenausbildung bis zu Handgrösse und darüber besitzen, an der Oberfläche des Wassers ansammeln. Ob dieselben nur an der Oberfläche des Baches oder auch am Grunde desselben und dazwischen entstehen, kann ich nicht sagen; bei der geringen Tiefe der Bäche Grönlands ist diese Frage schwer zu entscheiden. Sicher ist, dass es an der Oberfläche geschieht; da aber das Wasser zur Zeit der Eisbildung in den flachen Rinnsalen durchweg die Gefrier-Temperatur hat, kann man wohl annehmen, dass die Bildung der Tafeln in der ganzen Tiefe erfolgt, wo ein äusserer Anlass einwirkt, wo etwa das abgekühlte Wasser mit einem Stein, einer aufsteigenden Luftblase oder dergleichen in Berührung kommt. Man sieht die Eisbildung an solche äusseren

Eingriffe ansetzen; aus diesem Grunde ist die Oberfläche des Wassers von vornherein auch dann bevorzugt, wenn sie nicht, wie bei tieferen Gewässern, überhaupt der Ausgang der Abkühlung und damit der Eisbildung ist.

Die an der Oberfläche angesammelten Tafeln legen sich aneinander, und zwar teils, indem sie ihre Flächen parallel zur Oberfläche stellen, teils, indem sie mit der geraden Längskante des Sägenblatts der Oberfläche folgen und mit der Fläche unter beliebigen Winkeln von da in das Wasser hineinragen. Ersteres ist bei ruhigem, letzteres bei bewegtem Wasser vorwiegend. Bei lebhaft fliessenden Bächen pflegt sich zuerst ein Gitter von Tafeln in der letzteren Stellung zu bilden, indem sich die in verschiedenen Richtungen an die Oberfläche angelegten Kanten unter beliebigen Winkeln begegnen und kreuzen. Dass sie sich kreuzen und direkt durchsetzen, habe ich oft gesehen und erkläre das so, dass die eine Richtung um ein geringes später als die andere entstand, und dass ihre Bildung durch den äusseren Eingriff, welchen die früher vorhandene im Wasser hergestellt hatte, veranlasst war. Innerhalb des Gitters, also in den Dreiecken, welche drei sich kreuzende Tafeln umschliessen, legen sich die neu auftretenden Tafeln in der Regel parallel zur Oberfläche, weil dort eine grössere Ruhe des Wassers herrscht. Ich habe auch gesehen, dass neben einem lebhaft rieselnden Bach, wo das Gitterwerk sehr enge Zwischenräume hatte, eine durchweg parallel zur Oberfläche geordnete Stellung der Tafeln dort eintrat, wo ein Teil des Baches durch eine vortretende Bodenecke in eine Erweiterung abgelenkt wurde, welche sein Wasser in langsamem Wirbel umkreiste. Hier waren also die beiden Plattenstellungen neben einander, nämlich die mit den Flächen der Oberfläche angelegte in dem ruhigen, die mit den Kanten ihr folgende in dem lebhaft rieselnden Teil.

Das Wachstum des Eises erfolgt bei scharf einsetzendem Frost ausserordentlich schnell, nicht allein, indem die ersten mit den Kanten und mit den Flächen an die Oberfläche gelegten Tafeln senkrecht zu den Flächen an Breite gewinnen, sondern auch indem die einzelnen Maschen des Gitters durch Zwischenwände verbunden werden. An jede Platte legen sich andere an, so dass die Lücken schnell erfüllt werden und die Oberfläche eine zusammenhängende Eisdecke erhält, welche aus einem System von Plattenbündeln besteht. Jedes Bündel enthält eine verschiedene Anzahl parallel aneinander gelagerter Platten und unterscheidet sich von den Formen der ursprünglichen einzelnen Platten nur dadurch, dass es senkrecht zu diesen an Breite gewonnen hat; die anderen beiden Dimensionen des Bündels sind etwas ausgedehnter oder eingeschränkter als bei der einzelnen Platte, je nachdem für die Aneinanderlagerung Raum vorhanden war oder nicht, haben aber ähnliche Umrisse wie diese. Dass jedes Bündel durch Aneinanderlagerung dünner Platten entstanden ist, erkennt man anfangs daran, dass die Platten noch voneinander getrennt werden können; weiterhin bleibt eine geradlinige, sehr feine Streifung an derjenigen Oberfläche sichtbar, an welche sich die Platten mit den geraden Kanten angelegt haben. Dieselbe besteht in nichts anderem, als den Zwischenräumen zwischen den geradlinigen Kanten der Platten.

Sie verschwindet bei anhaltendem Frost nach kurzer Zeit, weil die Platten dann dichter aneinander gedrängt werden, erscheint aber wieder, sowie die Eisoberfläche angeschmolzen wird. Die Streifung ist so fein, dass man sie mit der Hand fortwischen kann, kommt aber bei neuem Anschmelzen von neuem zum Vorschein.

Ich habe diese Streifung bei jungen Eisdecken häufig beobachtet und ihre Entstehung genau verfolgen können. Sie ist immer zu finden, wo die Tafeln sich mit den geradlinigen Kanten unter einander parallel an die Oberfläche angelegt haben, niemals aber in den ursprünglichen Zwischenräumen des Gitters, wo die Tafeln mit den Flächen selbst an der Oberfläche liegen. Bei älteren Eisdecken kann man die Streifung noch durch Anschmelzen erzielen, aber nicht mehr ihren Zusammenhang mit den Zwischenräumen zwischen den Kanten der Tafeln erkennen, weil diese bei dem Wachstum des Eises in den Bündeln dicht aneinandergedrängt werden und nicht mehr von einander zu trennen sind, wie es bei jungen Eisdecken möglich ist. Trotz dieser Änderung ist die Entstehung der Streifung auch bei älteren Eisdecken nicht zweifelhaft, weil sie bei jungen mit voller Sicherheit nachweisbar ist.

Die Erscheinung gleicht derjenigen Streifung, welche F. A. Forel[1] bei Gletscherkörnern gefunden und welche E. Hagenbach-Bischoff[2] nach ihrem Entdecker die Forel'sche Streifung benannt hat, vollkommen, und ich stehe nicht an, sie damit zu identifizieren. R. Emden[3] bemerkt ebenfalls, dass die Forel'sche Streifung sich beim Süsswassereis leicht beobachten lässt, leichter als beim Gletscherkorn, und hat seiner Beschreibung nach unstreitig die oben geschilderte Erscheinung im Sinn. Er hat aber keine bestimmte Anschauung über den Ursprung derselben gewonnen und kommt nur zu dem Ergebnis, dass sie mit der Struktur des Eises in keiner bestimmten Beziehung steht. Nach meinen obigen Mitteilungen ist dieses aber der Fall, da die Streifung parallel zu den Kanten der Tafeln verläuft, und die Tafeln hexagonale Krystalle sind, in denen die optische Hauptachse senkrecht zur Fläche steht. Die optische Hauptachse steht mithin auch senkrecht zu den Kanten der Tafeln und damit zu den Forel'schen Streifen; diese sind nichts anderes, als die feinen Rinnen, welche zwischen den Kanten der dünnen Tafeln verlaufen.

Wenn man diesen Zusammenhang bisher nicht gefunden hat, liegt das daran, dass es unendlich viele Linien, also eine Ebene, giebt, welche senkrecht zu den Kanten der Tafeln und zu der Streifung stehen, und dass es ein Zufall ist, wenn man bei der Behandlung des Eises unter den unendlich vielen Senkrechten gerade die eine herausfindet, welche auch senkrecht zu den Flächen der Tafeln steht. Bei verdichtetem alten Eis fehlt dafür jeder Anhalt, weil die Tafeln von den an der Oberfläche liegenden Kanten unter verschiedenen Winkeln gegen die Oberfläche geneigt sind; bei jungem Eis kann man die Verhältnisse aber leicht erkennen,

[1] Archives des Sciences physiques et naturelles, Genève 1887, S. 482.
[2] Ebendaselbst, 1882, S. 343.
[3] Über das Gletscherkorn, Zürich, S. 21 ff.

weil die einzelnen Tafeln des Bündels noch von einander zu trennen sind. Da nun jeder Schnitt durch das Plattenbündel mit Ausnahme des einen, welcher parallel zu den Flächen der Platten und senkrecht zu ihren optischen Hauptachsen geht, die Streifung zeigen muss, weil jeder die Kanten der Platten und ihre Zwischenräume als gerade Linien enthält, wird das Verhältnis der Streifung zu der Struktur leicht verborgen bleiben, wenn die Platten nicht mehr von einander zu trennen sind. So lange das aber möglich ist, sieht man den Zusammenhang deutlich und findet, dass die Streifung nur niemals an den Stellen auftritt, wo die Platten parallel zur Oberfläche liegen, wo also die optischen Hauptachsen senkrecht zu den Flächen stehen.

Tafel 44, Abbildung 2, giebt die Photographie der Oberfläche einer jungen Eisdecke mit ihrem Gitter von Bündeln. Die feine Streifung ist in den einzelnen Bündeln zu erkennen. Sie wechselt von einem Bündel zum andern die Richtung, weil die Platten sich unter verschiedenen Winkeln treffen. Wenn sich zwei Plattensysteme oder Bündel durchsetzen, sieht man bisweilen auch ein feines Gitter von zwei sich schneidenden Streifensystemen. Die Streifung tritt an den Oberflächen des Eises am häufigsten hervor, weil dort die Lockerung der Platten am leichtesten ist, während sie in tieferen Lagen dichter aneinandergedrängt sind.

Da der Frost in Grönland scharf einsetzt und die Bäche nur flach sind, hat das von der Oberfläche ausgehende Wachstum der Eisdecke in kurzer Zeit den Grund erreicht und den Bach bis unten hin zum Stillstand gebracht. Bei vielen Bächen hört jedoch das Nachströmen nicht auf, teils weil sie aus Gletschern hervorrieseln, in denen den ganzen Winter hindurch die Schmelztemperatur erhalten bleibt, teils weil sie auf Felsenstufen am Fusse der dazu abstürzenden Steilwände entspringen und so aus tieferen Felsschichten herkommen, die schwerer durchkühlt werden.

Das nachrieselnde Wasser findet den Bachlauf mit Eis erfüllt und den Weg versperrt, so dass es angestaut wird, bis es über die Oberfläche des Eises abfliessen kann. In viele einzelne Fäden zerteilt und deshalb in jedem ohne erhebliche Wassermenge und Kraft, erstarrt es bald und bildet dem nachströmenden ein neues Hindernis. So geht das Wachstum der Eisdecke von der Oberfläche des ursprünglichen Baches nun von unten nach oben weiter. Das Eis wächst über die Unebenheiten des Bodens und dann über die Ufer hinaus und erfüllt allmählich das Thal in grösserer Breite und Tiefe durch eine Eisüberschwemmung. Ich habe diese Verhältnisse schon Seite 23 ff. vom Kome-Bach geschildert, als ich Rink's Auffassung vom Inlandeis erörterte.

Die einzelnen Wasserfäden, welche auf der Oberfläche rieseln, tragen stets Eisplättchen mit, welche die Bäche verstopfen, ablenken und schliesslich ganz zum Stillstand bringen. Die Plättchen werden dabei unregelmässig aneinandergegliedert und auch nicht mehr zu dickeren Bündeln vereint, wie es beim Gefrieren am Anfang der Fall war. Infolgedessen fehlt den höheren Schichten des Bacheises diejenige Ordnung der Eiskrystalle, welche die ursprüngliche Decke des Baches besitzt.

Das Wachstum dieser Thaleisbildungen geht so lange vor sich, als die Nachfuhr des Wassers reicht, und hält stellenweise den ganzen Winter hindurch an. Es können dabei weite Eisüberschwemmungen in den Thälern entstehen, und man ist häufig verwundert, ein Thal in seiner ganzen Breite von Eis erfüllt zu sehen, in welchem im Sommer nur ein spärlicher Bach rieselt. All das Wasser, welches in der ganzen Zeit des Gefrierens nachgeströmt ist, wird eben durch den Frost im Thal zurückgehalten, während es im Sommer in das Meer gelangt. Die Zeit ersetzt das, was dem eigentlichen Bach an Fülle abgeht.

Was die Zeit des Gefrierens angeht, so sah ich die ersten Eisbildungen auf den Bächen schon Ende August. Im September hielt ich mich auf dem Inlandeis in Höhen von 500 bis 700 m auf und fand dort schon einen völligen Stillstand des Wassers, welcher nur durch Föhnwinde eine vorübergehende Unterbrechung erfuhr. So merkten wir am 20. September ein wenig Feuchtigkeit, welche aber am 21. wieder verschwunden war.

Auf dem Karajak-Nunatak waren in den ersten Tagen des Oktober die Bäche durch einige Föhne vom Eise befreit worden, nachdem sie im September schon erstarrt gewesen waren. Überall sah man um den 8. Oktober Wasser aus den Felsritzen dringen, in den Bachrinnen rieseln und stellenweise in kleinen Kaskaden von den Felswänden stürzen. Um den 20. Oktober begann sich dann auf ihnen das Neueis zu bilden, und in wenigen Tagen waren fast alle bis zum Grund erstarrt. Nur der etwas kräftigere Ausfluss von Tasiusak zu dem Hüttensee, sowie der des oberen Karajak-Sees hielten sich bis zum 15. November. In dem mehrfach erwähnten Regen am 20. November wurden viele Bäche von neuem für kurze Zeit frei; der Ausfluss von Tasiusak wälzte eine dickflüssige Masse von Schneebrei über das vorher gebildete Eis zum Hüttensee herab, und auch die höher gelegenen Randseen erhielten eine plötzliche Speisung. Auf dem Grossen Karajak-Eisstrom waren dieselben Veränderungen gleichzeitig vor sich gegangen.

Von Ende November an ist es zu einer Wiedereröffnung der Bäche bis zum Frühjahr nicht mehr gekommen. Am Hafen unserer Station bildete sich freilich nach dem Föhn vom 24. Dezember am Fusse einer Felsstufe eine Wasserstelle, die uns wenige Tage mit Wasser versorgte, um am 1. und 2. Januar bei neu einsetzendem Frost zu versagen und nur am 4. nach dem Föhn vom 3. Januar für den einen Tag wieder zu erscheinen, aber zu einem Fliessen der Bäche kam es nicht mehr. An jener Stelle quoll das Wasser offenbar aus einer Felsritze hervor und füllte ein Loch, welches die Grönländer dort in den Schnee gestossen hatten, so dass es wie aus einem Brunnen geschöpft werden konnte.

Sonst pflegten sich in dieser Zeit nur noch die Oberflächen der Felsen infolge der Föhne mit Glatteis zu überziehen, welches aber nie lange anhielt. Der Vorgang war mit grosser Regelmässigkeit der, dass bei der plötzlichen Temperatursteigerung, die mit den Föhnen eintrat und bisweilen von starker Kälte zu 10 bis 15° C. über Null führte, der Schnee verdunstete und stellenweise vollständig verschwand, während bei der allmählichen Abkühlung, die nach den Föhnen folgte, die Felsflächen

mit Glatteis überzogen wurden, weil die feuchten Niederschläge, die bei der Abkühlung eintraten, auf den durchkälteten Felsflächen gefroren. Die feuchten Niederschläge steigerten sich mitunter und noch am 20. November zu einem Regen, der allmählich in Schneefall überging, während in späterer Jahreszeit nur noch Schneefälle auf die Anfeuchtung der Felsflächen und ihre Verglatteisung folgten. Bisweilen war die Luft noch während der Niederschläge so trocken, dass der Regen während des Falles teilweise verdunstete; ich habe am 20. November im Regen, der in nicht geringen Mengen auf mein Tagebuch fiel, darin zu schreiben vermocht.

Immerhin giebt es in Grönland im Bereich der Disko-Bucht und der Nordostbucht einige Bäche, welche den ganzen Winter hindurch nicht versagen. Dazu gehören zunächst solche, welche aus den Gletscherzungen herauskommen, wie der Bach von Kome, welcher noch am 22. März das selbstgebildete Thaleis in vielen einzelnen Ästen überrieselte, der von Sarfarfik, den wir bei der Schlittenfahrt an seiner Mündung vorbei am 20. April wahrzunehmen meinten, und der den Grönländern wohlbekannte Bach im Innern von Nugsuak, welcher einer Gletscherzunge entströmend, den Schlittenweg überfliesst; wir haben aus diesem letzteren am 22. Februar und am 15. März, also in der Zeit der stärksten Kälte, getrunken. Von den Bächen des Asakak und Sermiarsut habe ich dagegen am 19. April nichts gesehen, und von dem Randbach des Grossen Karajak habe ich im Winter nur einmal, am 3. Februar, Wasser erhalten; vor und nach diesem Tage war in ihm trotz mehrfacher Versuche kein Wasser zu finden.

Nicht ausgefrorene Bäche, die mit keinem Gletscher in Zusammenhang standen, waren im Winter besonders im Trappgebiet zu finden, so z. B. bei Asuk, wo ein breites Glatteisdelta am Fusse steiler Basaltwände am 11. März von Wasser überrieselt wurde, bei Onartok in der Nähe von Ujaragsugsuk, wo ein kräftiger Bach, der nur von Eisplatten lose überwölbt war, noch am 12. März in das Vaigat strömte, sowie an zwei Stellen der Aussenküste von Svartenhuk bei Kap Cranstown, wo wir am 27. April Wasser am Fusse der Trappwände hervorquellend fanden. Hier sahen wir auch das Thaleis eines Baches, neben dem wir am 28. April unser Zelt aufgeschlagen hatten, von Wasser überrieselt. Das gleiche war in einem Bach unweit der Unterkunftshütte an der Südseite des Maligiak-Fjordes am 28. April der Fall. Im Gneissgebiet fanden wir am 6. April Wasser auf der Oberfläche des ersten grossen Sees im Thal von Itivdlek (Karte 2); drei Tage später habe ich davon aber nichts mehr gesehen.

Wo diese Bäche weder mit Seen, die im Winter nicht ausfrieren, noch mit einem Gletscher in Zusammenhang stehen, müssen sie, wie H. Rink[1] meint, aus Wasseransammlungen gespeist werden, die unter der Oberfläche liegen und die sich auch hier zu erhalten vermögen, obgleich Nord-Grönland in der Zone des immer gefrorenen Bodens liegt. Indessen ist es auch möglich, dass die Quellen aus grösserer Tiefe stammen, wo der Boden nicht ständig gefroren ist und dass sie

[1] Nord-Grönland S. 76 ff.

zum Teil der grösseren Wärme, die sie von dort mitbringen, ihre Erhaltung im Winter verdanken. Die Quelle von Onartok hat nach H. Rink auch beim Austritt aus den Felsen eine auffallend hohe Temperatur. Es ist in dieser Hinsicht bemerkenswert, dass die jungen Trappbildungen mehr solche Bäche, die den Winter überdauern, zu besitzen scheinen, als das alte Gneissland.

Die Auflösung des Bacheises setzte im Gebiet der Nordostbucht Anfang April ein, indem die Schnee- und Eisflächen unter der Wirkung der Sonne anzuschmelzen und hier und da auch schon zu tropfen begannen. Das Schmelzwasser erstarrte aber von neuem sofort, sowie es der Sonnenstrahlung entzogen war, und bildete Eiszapfen, die von den oberen Kanten der Fels- und Eiswände herabhingen, oder auch Eisschalen, welche die ganzen Wände lose überzogen. Die ersten Tropfen sah ich auf dem Karajak-Nunatak am 30. März, die ersten Eiszapfen am Tage darauf; die letzteren erreichten dann im Laufe des Frühjahrs bis in den Juni hinein eine derartige Grösse, dass sie die steilen Eis- und Felswände wie Säulen umgaben, während die Schalen, welche sich gleichzeitig bildeten, die Oberflächen und die Wände der Gletscherzungen in ihrer ganzen Höhe lose überkrusteten. Mitte Mai begannen auf dem Karajak-Nunatak die Bäche zu rieseln, und am 27. Mai war das Fliessen allgemein. Vom Juni an wurden die Bäche nur noch vorübergehend durch Fröste gehemmt. Da der Fjord aber Ende Mai noch verschlossen war, breitete sich das Wasser der Bäche auf seinem Eis und auf dem Eisfuss aus, der die Felsen umkränzt, und lagerte dort die lehmigen Bestandteile ab, die es mitgeführt hatte.

Nach dem Beginn des Fliessens wird das Wintereis durch die Bäche zerschnitten und meistens schnell zerstört; wo es indessen so breit ist, dass der Bach, der sich nach der Tiefe eingräbt, die Arbeit nach den Seiten hin nicht bewältigen kann, bleiben Teile desselben im Schutz der Thalwände den ganzen Sommer hindurch erhalten, wie ich es von dem Kome-Thal geschildert habe. Diese Thaleisbildungen können nach der Ansicht von H. Rink, wenn sie unter veränderten klimatischen Bedingungen von Jahr zu Jahr weiter wachsen, dazu beitragen, ein grosses Land mit einer Eisüberschwemmung so zu überziehen, wie es das Inlandeis thut.

Das Eis der Binnenseen.

Die Eisbildung der Binnenseen wird dadurch eingeleitet, dass lange Eisnadeln kreuz und quer über die Oberfläche dahinschiessen, wobei sie mit Vorliebe von den Ufern beginnen. An die ersten setzen sich weitere an und überziehen so den Wasserspiegel schnell mit einem Netz von Strahlen. An der Oberseite derselben kann man bisweilen die Forel'sche Streifung erkennen und findet dann stets, dass die Unterseite nicht eben ist, sondern dass eine Reihe von dünnen, unter einander parallelen, mehr oder weniger tief gezahnten Sägeblättern von der Oberfläche unter beliebigen Neigungswinkeln in das Wasser hineinragt. Zwischen dem Gitterwerk legt sich seine dünne Eishaut, welche schnell alle Lücken erfüllt und oben wie

unten von ebenen, parallelen Flächen begrenzt wird. Auf dieser findet man, wie beim Bacheis, die Streifung ausnahmslos nicht.

Das Verhältnis, in welchem die Ausdehnung der langen Nadeln zu jener der Eishaut dazwischen steht, hängt meiner Erfahrung nach von der Grösse der Gewässer und von der Bewegung ab, welcher die Seeoberfläche im Moment des Gefrierens unterlag. Bei kleineren Gewässern, z. B. den Kryokonitlöchern, ist für die Entwickelung der Eishaut meist kein Raum, weil die Nadeln von allen Wänden ausgehen, sich treffen und die ganze Oberfläche schnell verschliessen. Bei grösseren Gewässern, z. B. bei Tasiusak, blieben aber im Schutz des ersten Gitters weite Flächen, wo sich die ebene Eishaut legte; je geringer die Bewegung des Wassers innerhalb des Gitters ist, desto ruhiger legen sich die ebenen Platten an die Oberfläche an.

Nach dem ersten Verschluss des Wasserspiegels, welcher bei Tasiusak und dem kleinen See daneben sehr schnell erfolgte, geht das Wachstum in der Weise vor sich, dass sich dünne, auf beiden Seiten von ebenen Flächen begrenzte Tafeln an der Unterseite anlegen, wie es auch beim Bacheis der Fall ist. Auf diese Weise werden die Ungleichheiten, welche die Unterseite bei der schrägen Stellung der Sägeblätter und Platten von vornherein hat, bald ausgeglichen, und wenn das Wachstum der Eisdecke auch nicht überall in einem See gleichmässig schnell erfolgt, so muss man sich doch die Unterseite des Seeeises als eine im allgemeinen ebene und nur hier und dort mit flachen Eintiefungen oder Ausbuchtungen versehene Fläche vorstellen, welche der Oberfläche parallel ist.

Die Anlegung der Platten an die Unterseite des Eises erfolgt unter Druck, wie man daraus erkennt, dass das Wasser in jedem Loch, welches durch das Eis gestossen wird, emporsteigt. Bei kleinen Gewässern geht das soweit, dass es die Oberfläche überrieselt und bisweilen sogar in einer kleinen Fontäne darüber emporspringt; bei Tasiusak wurde die Oberfläche von dem emporsteigenden Wasser nicht ganz erreicht, und ebenso war es bei den anderen Seen und Teichen des Nunataks.

Der Druck rührt daher, dass das Gewässer durch die Eisdecke fest verschlossen wird, weil diese an die Ufer anschliesst. Da das darunter gefrierende Wasser sich beim Erstarren ausdehnt, nimmt es mehr Raum ein, als es im flüssigen Zustand hatte, und komprimiert das eingeschlossene Wasser, so dass in diesem ein Überdruck entsteht. Je fester der Verschluss der Oberfläche ist, desto stärker wird der Druck und kann schliesslich die Eisdecke zersprengen. Dies findet bei den kleinen Kryokonitlöchern ganz allgemein statt, wie ich Seite 94 geschildert habe, zumal bei diesen die Verbindung der obersten Eisdecke mit den Wänden des Loches, also der Verschluss der Oberfläche, ausserordentlich fest ist. Bei Seen von der Grösse wie Tasiusak wird der Überdruck im Wasser nicht so stark, weil der Verschluss an einzelnen Stellen des Ufers, z. B. bei dem Ausfluss, nicht vollkommen fest ist und hier eine Verringerung der Spannung, wie durch ein Ventil, stattfinden kann; deshalb steigt das Wasser beim Durchstossen der Eisdecke verhältnismässig nicht so hoch empor, wie bei den Kryokonitlöchern. Immerhin ist der

Druck noch so stark, dass die Eisdecke zahllose Sprünge erhält, die sich mit der Zunahme der Eisdicke immer weiter vermehren und als matte, das Eis unter verschiedenen Winkeln durchsetzende Flächen erscheinen. Bei Seen auf dem Inlandeis und besonders bei den kleineren Kaulen der Spaltengebiete habe ich noch eine Reihe von Auftreibungen der Eisdecke gesehen (Tafel 26), aber nicht mehr eine einheitliche Sprengung, wie bei den Kryokonitlöchern. Bei den Landseen ist der Verschluss wohl niemals so fest, dass es zu Auftreibungen kommt; bei ihnen genügen die Sprünge zur Auslösung des Überdrucks, welcher im Wasser unter der Eisdecke besteht.

Die Eisdecke eines Binnensees enthält viele Luftkanäle oder richtiger Reihen von Luftbläschen, welche in überwiegender Anzahl senkrecht zur Oberfläche gestellt sind. Dieselben folgen in der ganzen Dicke des Eises nicht der gleichen Linie, haben aber doch häufig eine Länge von 10 cm und mehr. In jeder Lage des Eises ist eine grosse Menge von Kanälen vorhanden, indem die einen enden, wenn die anderen beginnen, oder indem sie teilweise auch nebeneinander verlaufen. An flachen Stellen findet man die Kanäle häufig in derselben Lage unter der Oberfläche so angeordnet, dass ihre Verlängerung bis zum Grunde die Umrisse von Steinen, die dort liegen, wie ein Mantel umschliessen würde, dass sie also diese Umrisse auf die Eisfläche gewissermaassen projicieren. In Gebieten, wo der Felsboden des Sees in Platten zersprungen ist, sieht man alle Sprünge in dieser Weise markiert und die Eisdecke so in ein System von niedrigen Säulen zerlegt, die aber nicht durch zusammenhängende Flächen, sondern nur durch eine mehr oder weniger dichte Folge paralleler Reihen von Luftbläschen abgeteilt sind.

Diese Anordnung der Luftausscheidungen rührt daher, dass die einzelnen Bläschen an den Rändern der neugebildeten Eisplatten haften; da sich die Platten parallel an die untere Eisfläche anlegen, müssen die Luftbläschen der einen unter jenen der anderen zu liegen kommen. Dass es aber streckenweise so erfolgt, dass sie gerade senkrecht zur Eisfläche verlaufende Streifen bilden, stammt teilweise daher, dass die übereinander gelagerten Platten für die betreffenden Strecken die gleiche Form und Grösse haben und daher solche Bündel bilden, wie es beim Bacheis der Fall ist; teilweise liegt es aber auch daran, dass die Luftausscheidungen im Wasser eine Zeit lang immer an der gleichen Stelle erfolgen, in derselben Linie zur Oberfläche emporsteigen und so in einer senkrecht zu dieser verlaufenden Reihe eingeschlossen werden.

Den ersten Grund kann man im kleinen durch das Experiment erkennen. Wenn man z. B. Wasser in einem Reagenzglas oder in einem anderen kleinen Gefäss, wie ich es in Grönland häufig that, gefrieren lässt, sieht man, wie die Luftbläschen, die sich ausscheiden, an den Grenzen der Platten liegen und sich bei der Aneinanderlagerung der letzteren zu Reihen ordnen, deren Verlauf man durch äussere Eingriffe in die Anordnung der Platten leicht beliebig gestalten kann. Ich habe davon schon Seite 94 bei der Schilderung der Luftausscheidungen in den Kryokonitlöchern

gesprochen. Den Beweis für den anderen Grund sehe ich in der Beeinflussung der Anordnung durch die Formen des Felsgrundes, welche nur daher rühren kann, dass die Ausscheidungen in den Sprüngen des Bodens lebhafter stattfinden, wie auf den Steinplatten dazwischen.

Von Interesse ist die Thatsache, dass in der Nähe des Gefrierpunktes aus dem Wasser besonders reichliche Ausscheidungen von Luft erfolgen; da das gleiche in der Nähe des Siedepunktes der Fall ist und das Wasser sonst desto mehr absorbierte Luft abgiebt, je wärmer es wird, kann man nur annehmen, dass die Abgabe in der Nähe des Gefrierpunktes mit der Ausdehnung zusammenhängt, die das Wasser bei der Abkühlung von + 4° bis 0° und besonders beim Übergang in den festen Zustand erfährt, ebenso wie es bei der Erwärmung von + 4° bis + 100° und beim Übergang in die Dampfform der Fall ist. Die Ausscheidungen beim Gefrieren müssen einerseits am Boden erfolgen, wie die Anordnung nach den Umrissen der dort liegenden Felsplatten zeigt; sie erfolgen aber andererseits beim Gefrieren in kleineren Gefässen stets in Anlehnung an die Flächen, von denen die Erstarrung ausgeht, also an die Gefässwände, welche man abkühlt, und in Anlehnung an die schon gebildeten Eisplatten, welche der Anhalt für die fortschreitende Erstarrung sind. Hieraus muss man schliessen, dass der Boden eines Sees an flachen Stellen — an tieferen kann man seinen Einfluss auf die Anordnung der Luftkanäle nicht erkennen — ein Ausgangspunkt für die weitere Abkühlung und Erstarrung des Wassers ist, wie es auch die Ufer sind, und dass die Eisbildung in der That zum Teil vom Grunde ausgeht, immer aber von äusseren Eingriffen in den Zusammenhang der Wassermasse, zu denen auch die von den Ufern oder dem Boden ausgehenden Eisbildungen selbst gehören. Vermöge ihres geringen spezifischen Gewichts sammeln sich die Eisplatten, wo sie auch entstanden sind, an der Oberfläche an und werden hier durch den Überdruck, welcher an der Unterseite der vorhandenen Eisdecke herrscht, in bestimmter Weise verdichtet.

Das Gefrieren eines Binnensees erfolgt anfangs sehr schnell, späterhin immer langsamer. Je grösser das Gewässer ist, desto später bildet sich die zusammenhängende Eisdecke. Kleinere Teiche und Tümpel auf dem Karajak-Nunatak froren schon im September, während die grösseren erst Ende Oktober zum Stehen gegelangten. Die warme Zeit, welche nach dem scharfen Frost im September am Ende dieses Monats unter der Wirkung zahlreicher Föhne begann und bis Mitte Oktober dauerte, hat die kleineren Tümpel wieder teilweise geöffnet, so dass Mitte Oktober für diese die Bildung einer zweiten Eisdecke begann. Über das Wachstum des Eises geben die beiden folgenden Tabellen Auskunft; die Messungen auf dem kleinen Tümpel bei der meteorologischen Station in etwa 30 m Meereshöhe sind von Dr. Stade, die übrigen und namentlich die auf dem 1100 m langen und 400 m breiten See Tasiusak (Karte 3), mit Ausnahme weniger Tage, von mir angestellt worden.

1. Wachstum der Eisdecke auf dem kleinen Tümpel in 30 m Meereshöhe.

Datum	Dicke der Eisdecke	Kältesumme seit der vorangehenden Messung[1]	Bemerkungen
10. IX. 92	5.2 cm	—	
12. IX. 92	9.5	— 8.0° C.	
14. IX. 92	11.5	— 8.4	Oben liegt aufgefrorener Schnee.
15. IX. 92	11.5	— 2.9	
16. IX. 92	15.0	— 1.2	
18. IX. 92	11.0	— 5.8	
19. IX. 92	11.0	+ 1.6	
20. IX. 92	15.0	+ 3.0	
21. IX. 92	15.0	+ 2.0	An dem am 20. IX. gestossenen Loch, das noch offen war, betrug die Dicke nur 11.0 cm.
22. IX. 92	16.5	— 1.1	
23. IX. 92	25.0	— 2.9	
25. IX. 92	24.0	— 4.4	
28. IX. 92	18.0	— 8.1	Föhn. Das Eis des Tümpels schmilzt in der Folgezeit sehr zusammen.
29. IX. 92	15.0	+ 11.4	
14. X. 92	3.0	+ 48.0	
17. X. 92	2.5	+ 22.8	
18. X. 92	2.5	+ 5.5	
23. X. 92	6.5	+ 28.5	
25. .X 92	10.8	— 3.0	

Nach dem Bericht Dr. Stade's betrug die Wassertemperatur in dem Loch, welches zur Messung der Eisdicke jedesmal gestossen wurde, anfangs + 1,5° und am 29. September 1892 noch + 0,6° C. Nach der Beobachtung vom 25. Oktober 1892 lief der Tümpel aus. Am 8. November 1892 wurden auf ihm zwei Eisdecken gefunden, die durch einen 15 bis 20 cm hohen Hohlraum von einander getrennt waren.

2. Wachstum der Eisdecke auf Tasiusak (191 m).

Datum	Dicke der Eisdecke	Kältesumme seit der vorangehenden Messung	Schneeverhältnisse, Bemerkungen
2. XI. 92	27.0 cm	—	Spiegelblankes Eis.
8. XI. 92	35.4	— 45.4° C.	Spiegelblankes Eis.
10. XI. 92	38.0	— 13.9	Einzelne Schneeflecke.
11. XI. 92	40.0	— 8.6	Fast völlig schneefrei.
13. XI. 92	42.0	— 15.2	Zahlreiche Schneeflecke und Wälle.
15. XI. 92	43.0	— 20.6	Einzelne Schneeflecke.
19. XI. 92	48.5	— 48.2	Zahlreiche harte Schneeflecke.
20. XI. 92	50.5	— 5.7	Regen; Schneebrei und Wasser auf dem Eis.
21. XI. 92	50.5	+ 1.7	Allgemeine teils wasserdurchtränkte, teils harte Schneelage.

[1] Als Kältesumme bezeichne ich die Summe der Tagesmittel der Temperatur in der seit der vorangehenden Messung verflossenen Zeit, also das Produkt von Zeit und Temperatur, wenn der Tag und der Grad Celsius als Einheiten genommen werden.

Datum	Dicke der Eisdecke	Kältesumme seit der vorangehenden Messung	Schneeverhältnisse, Bemerkungen
22. XI. 92	53.0 cm	— 0.5° C.	Allgemeine harte Schneelage.
23. XI. 92	51.5	— 4.1	Desgleichen.
25. XI. 92	52.5	— 14.4	Allgemeine Decke von 9 cm Dicke.
26. XI. 92	52.5	— 12.2	Allgemeine Decke. Dicke 4 cm.
27. XI. 92	54.0	— 21.4	,, ,, ,, 3 ,,
28. XI. 92	55.0	— 19.2	,, ,, ,, 2 ,,
29. XI. 92	56.0	— 16.5	,, ,, ,, 2 ,,
30. XI. 92	58.5	— 11.3	,, ,, ,, 3 ,,
1. XII. 92	57.5	— 3.1	Etwas durchlöcherte Schneedecke von 2 cm Dicke.
2. XII. 92	57.0	— 9.6	Allgemeine neu gefallene Schneedecke.
12. XII. 92	63.5	— 94.1	Einige schneefreie Stellen, sonst Dicke 11.5.
14. XII. 92	65.0	— 22.8	Fast allgemeine Decke von 11.5 cm Dicke.
21. XII. 92	74.0	— 92.8	Allgemeine weiche Decke von 11.5 cm Dicke.
24. XII. 92	74.0	+ 14.9	Wasser und blanke Stellen in der Schneedecke.
12. I. 93	80.5	— 111.6	Fast ganz schneefreies, blankes Eis. Wassertemp. unter dem Eis 0°.
23. I. 93	88.5	— 114.8	Allgemeine, aber dünne Schneelage.
28. I. 93	99.5	— 100.3	Schnee stellenweise verschwunden, sonst hart aber nicht tief.
1. II. 93	99.5	— 90.9	Einzelne harte Schneestellen.
2. II. 93	—	— 24.1	,, ,, ,,
6. II. 93	108.0	— 97.6	Dünne Lage von Neuschnee.
7. II. 93	105.5?	— 22.3	Harte Schneestellen auf dem See.
11. II. 93	116.5	— 85.3	Einzelne harte Schneestellen.
13. II. 93	118.0	— 37.5	Desgleichen.
18. II. 93	120.5	— 83.2	Fast ganz schneefrei und blank.
19. II. 93	120.5	— 6.7	Wenig Schnee.
21. II. 93	121.5	+ 0.9	Dünne Lagen von Neuschnee.
23. II. 93	124.0	— 10.8	
26. II. 93	125.0	— 24.0	
3. III. 93	125.3	— 99.7	Dünne Schneelage.
8. III. 93	129.8	— 51.4	
13. III. 93	129.6	— 65.9	
21. III. 93	137.3	— 157.4	
25. III. 93	139.5	— 37.5	Allgem. Decke von Neuschnee; Wassertemp. unter dem Eis 0°.
27. III. 93	141.0	— 40.2	Allgemeine lockere Schneedecke.
1. IV. 93	143.5	— 85.1	Allgemeine Decke von 18 cm Dicke.
4. IV. 93	141.0	— 43.7	Desgleichen.
5. IV. 93	146.0	— 4.0	Neuschnee dazu.
14. IV. 93	144.0	— 94.0	15 cm tiefe harte Schneedecke.
22. IV. 93	148.2	— 98.1	Schnee 14 cm tief.
27. IV. 93	150.3	— 82.0	,, 12 ,, ,,
4. V. 93	148.6	— 22.4	
11. V. 93	149.0	— 76.8	Oben waren 5 cm Neueis.
26. V. 93	150.0	— 80.4	Oben waren 5 cm Neueis; Schnee lose und feucht.
27. V. 93	150.0	— 1.9	Viel Wasser und feuchter Schnee auf dem Eis.
4. VI. 93	137.0	+ 20.3	See ist am Rande offen.
8. VI. 93	133.0	+ 14.1	
13. VI. 93	107.0	+ 23.5	
14. VI. 93	110.0	+ 1.0	
3. VII. 93	—	+ 109.3	Eisdecke des Sees in 2 Teile aufgelöst.
6. VII. 93	—	+ 13.8	Letztes Eis auf dem See gesehen.
8. VII. 93	—	+ 17.1	Kein Eis mehr vorhanden.

3. Wachstum der Eisdecke auf dem Unteren Karajak-See.

Datum	Dicke der Eisdecke	Schneeverhältnisse, Bemerkungen
11. XI. 92	40.0 cm	—
20. XI. 92	51.5	Regen während der Messung.
25. XI. 92	52.0	Über dem Eis 2 cm harter Schnee.
29. XI. 92	57.0	Verschieden starke Schneedecke.
30. XI. 92	63.0	Dünne Schneedecke.
1. XII. 92	59.0	Desgleichen.

4. Wachstum der Eisdecke auf dem Hoch-See (235 m).

Datum	Dicke der Eisdecke	Schneeverhältnisse, Bemerkungen
13. XI. 92	41.5 cm	—
20. XI. 92	48.0	Regen während der Messung.
25. XI. 92	50.0	Über dem Eis 5 cm harter Schnee.
29. XI. 92	62.5	An schneefreier Stelle.
30. XI. 92	64.5	An schneefreier Stelle.
—	59.0	An schneebedeckter Stelle.
1. XII. 92	62.5	An schneefreier } Stelle.
—	61.0	An schneebedeckter } Stelle.

Tabelle 5.

Oberer Karajak-See (190 m)	am 13. XI. 92	: 41.0 cm.
Bucht-See	am 19. XI. 92	: 51.0 cm.
Unterer Inlandeissee (390 m)	am 13. XI. 92	: 44.5 cm.
Tümpel daneben (382 m)	am 5. IX. 92	: 1.5 cm.
„ „ „ „	am 13. XI. 92	: 39.0 cm.

Der flache Tümpel in 382 m Höhe, welcher viel früher als die anderen grösseren Seen mit Eis belegt war, öffnete sich schon am 15. Juni 1893 vollkommen, während die anderen Seen zu dieser Zeit erst am Rande offen waren, wie Tasiusak.

Aus allen Tabellen, besonders aber aus der zweiten, ist zu erkennen, dass das Eiswachstum auf den Binnenseen anfangs sehr schnell, weiterhin immer langsamer erfolgt und Ende April gänzlich aufhört. Die Dicke des Eises hält sich darauf in der gleichen Stärke bis Ende Mai, also genau so lange wie die mittlere Lufttemperatur unter dem Gefrierpunkt bleibt, nimmt dann aber ausserordentlich schnell ab. Gleichzeitig mit dem Beginn der Abnahme bildete sich auf Tasiusak ringsherum an den Ufern ein Streifen offenen Wassers, der allmählich an Breite gewann; Mitte Juni konnte man denselben nur mit Mühe, Ende Juni ohne Boot garnicht mehr überschreiten. Anfang Juli teilte sich die Eisdecke von Tasiusak in zwei Teile, indem ein Wasserstreifen die vorspringenden Landecken, die den See in der Mitte verengen, verband.

Am 6. Juli hatte nur der grössere von den beiden Teilen des Sees noch eine Eisscholle; am 8. Juli war alles verschwunden. Die kleineren Seen, wie z. B. der 382 m hoch gelegene Tümpel in der Nähe des unteren Inlandeissees, war schon am 15. Juni vollkommen offen. Der grosse obere Inlandeissee, welcher in 459 m Meereshöhe liegt, hatte dagegen noch am 16. Juli Reste von Eis.

Wenn man die Tabellen 2, 3, 4 und 5 vergleicht, sieht man, dass die Eisdecken der grösseren Seen anfangs mit der gleichen Geschwindigkeit gewachsen sind, obgleich die Seen in nicht unerheblich verschiedenen Meereshöhen liegen. Weiterhin treten Verschiedenheiten ein, die hauptsächlich von dem Maasse der Schneebedeckung abhängen. Auf ein und demselben See (Tabelle 3 und 4) ist das Eis an schneefreien Stellen nicht unwesentlich schneller gewachsen, als an schneebedeckten. Der 382 m hoch gelegene Tümpel neben dem unteren Inlandeissee hatte Mitte November noch nicht dieselbe Eisdicke erreicht, wie der letztere, obgleich die Bildung bei ihm Anfang September und bei diesem erst Ende Oktober begonnen hatte; der Tümpel lag sehr geschützt und trug eine ständige Schneedecke.

Die Temperaturschwankungen, welche auch im Winter infolge der Föhnwinde eintreten, kommen naturgemäss in dem Wachstum der Eisdecke stark zur Geltung, wie man aus der zweiten Tabelle erkennt. Wenn man graphisch die Eisdicke nur als Funktion der Zeit darstellt, erhält man deshalb eine unregelmässig verlaufende Kurve, in welcher jede warme Periode, in der das Wachstum gehemmt ist, in einer Einbuchtung, jede kalte in einer Ausbuchtung zum Ausdruck kommt.

Viel regelmässiger ist dagegen die Kurve, welche entsteht, wenn man die Eisdicke als Funktion der Kältegrade auffasst, welche im Laufe der Zeit eingewirkt haben, also als Funktion des Produktes von Zeit und Lufttemperatur, das ich als Kältesumme bezeichne. Ich habe in der dritten Spalte der zweiten Tabelle die Kältesumme für die Zeit zwischen zwei Beobachtungen der Eisdicke mitgeteilt; der Tag ist darin als Einheit der Zeit, der Grad Celsius als Einheit der Temperatur angenommen, so dass jede Zahl aus einer Summe von Tagesmitteln entsteht. Die Temperaturen sind den Beobachtungen Dr. Stade's von der Station Karajak in 28 m Meereshöhe entnommen; auf Tasiusak würden sie für den Tag im Durchschnitt etwas niedriger sein, weil der See 163 m höher liegt als die Station.

Bei dieser Darstellung des Eiswachstums als Funktion der Kältesummen fallen die grösseren Aus- und Einbuchtungen fort; die Kurve steigt zuerst schnell, dann allmählicher an und geht in dem letzten Monat, wo die Eisdicke konstant bleibt, in eine gerade Linie über, welche parallel zu der Abscisse verläuft, auf welcher die Produkte von Temperatur und Zeit eingetragen sind. Ich behalte mir die mathematische Behandlung dieser Kurve für eine spätere Arbeit vor. Hier sei nur darauf hingewiesen, dass das Eiswachstum in einem bestimmten Verhältnis zu der Temperatur erfolgt, welche in der Zeit des Bestandes einwirkt, und dass dieses Verhältnis sich durch eine Funktion von anscheinend einfachem Bildungsgesetz darstellen lässt. Für den Fall einer konstanten Kältewirkung von aussen hat

J. Stefan[1] auf mathematischem Wege gefunden, dass die Dicke des Eises proportional zu der Quadratwurzel aus der Zeit ist, welche seit dem Beginn der Eisbildung verging.

Die kleinen Abweichungen, welche den allgemeinen Verlauf des Eiswachstums unterbrechen, lassen sich fast in jedem Fall auf die Schneeverhältnisse zurückführen, wie man aus der zweiten Tabelle ersehen wird. Jedem Fall von Neuschnee folgt eine vorübergehende Verminderung, jeder Vernichtung des Schnees durch Föhne eine Verstärkung des Eiswachstums, welche in der graphischen Darstellung in einer kurzen Abflachung, beziehungsweise Erhebung der Kurve zum Ausdruck kommt. Der allgemeine Gang des Wachstums wird dadurch aber nicht wesentlich unterbrochen, bis gegen das Ende hin Fälle von Neuschnee das Aufhören des Wachstums einzuleiten scheinen.

Die Auflösung der Eisdecke erfolgt viel schneller als die Bildung, und zwar fast proportional zu dem Produkt von Zeit und Temperatur. Ein einziger Monat zerstört, was sechs Monate gebildet haben und was sich in dem siebenten, dem Mai, noch zu halten vermochte, obgleich die Summe der Wärmegrade in der Zeit der Auflösung mehrfach geringer ist, als die Summe der Kältegrade während der Bildung. Die Verminderung der Eisdicke erfolgt sowohl durch Abschmelzung an der Unterseite, wie durch Verdunstung von der Oberfläche her; allein infolge der letzteren war die Eisdicke nach einer Messung von Dr. Stade an den beiden sonnigen Tagen vom 8. bis zum 10. Juni 1893 etwas über 6 cm vermindert. Die Sonnenstrahlen fressen förmlich die Eismassen fort, so dass die Oberfläche unter ihrer Wirkung ein vollkommen schlackiges, schaliges, poröses Aussehen erhält, und an anderen Stellen, wo Schnee verhärtet und von dem ihn durchsickernden Schmelzwasser verkittet war, in eine Menge von lockeren, klumpigen, 4 bis 5 cm langen Stengeln zerfällt, welche den vom Inlandeise beschriebenen (Seite 245) vollkommen gleichen. Die scharfkantigen Schalen, wie die klumpigen Stengel werden allmählich so zerteilt und verkleinert, dass ihre Reste stellenweise wie Schnee die Oberfläche bedecken.

Das Meereis.

An der Westküste Grönlands sind drei verschiedene Arten von Meereis bekannt, nämlich erstens die Schollen, welche der kalte Strom an der Ostküste Grönlands herabführt und dann um Kap Farvel herumbiegend in der Davis-Strasse verteilt, zweitens diejenigen, welche in den Strassen und Sunden zwischen den amerikanischen Inseln entstehen und als Westeis bezeichnet werden, und drittens die Schollen, welche sich in den Fjorden der Westküste Grönlands selbst gebildet haben.

[1] Über die Theorie der Eisbildung, insbesondere über die Eisbildung im Polarmeer. Sitzungsbericht der K. Akad. d. Wiss. zu Wien. Math. naturw. Klasse, Abteilung 2a, Band 98, 1889, S. 965. Über einige Probleme der Theorie der Wärmeleitung, ebendaselbst, S. 473.

Die Schollen des Ostgrönlandstromes sind von den Schiffen am meisten gefürchtet, weil sie im Frühjahr zahlreich aufzutreten pflegen und bisweilen den ganzen südlichen Teil der Westküste Grönlands bis Sukkertoppen nach Norden hinauf, also vom 60. bis zum 66. Grad nördlicher Breite, vollständig blockieren. Die Verhältnisse sind in den einzelnen Jahren nicht unerheblich verschieden; denn in der ersten Hälfte des Juni 1891 haben wir in der Davis-Strasse überhaupt keine Schollen des Ostgrönlandstroms getroffen, während wir in derselben Zeit des Jahres 1892 zwischen dem 62. und 64. Grad nördlicher Breite (Karte 10, Band II) dichte Schwärme davon zu überwinden hatten, die unsere Fahrt bedeutend aufhielten. Dieselben waren die westlichen Ausfaserungen einer dichten Bank, welche nach dem Bericht des Schiffes „Fox", das wir unter etwa 64° n. Br. und 57° w. L. von Greenwich trafen, den ganzen südlichen Teil der Westküste bis Sukkertoppen hinauf umlagerte.

Westeis habe ich während meiner Fahrten durch die Davis-Strasse und Baffin-Bai nicht gesehen; es wird aber berichtet, dass dasselbe in einzelnen Jahren nach Osten bis an die Disko-Insel und die Gegend von Egedesminde herantreibt.

Das Eis, welches in den Fjorden der Westküste selbst gebildet wird, hat für die Driften des offenen Meeres keine Bedeutung, weil es nicht so stark ist, wie die beiden anderen Arten, und zum grössten Teil in den Fjorden und Buchten selbst auch wieder vergeht. Es wächst an der Westküste nördlich bis zur Melville-Bai hinauf nicht länger als einen Winter, während in der Melville-Bai und nördlich davon im Smith-Sund, in Kanes-Bucht und in den Meeresstrassen des arktischen Nordamerika, ebenso wie in den Fjorden und Sunden der Ostküste Grönlands nördlich vom Franz Josephs-Fjord auch mehrere Jahre vergehen, bis das Wintereis zerteilt wird und nach Süden herabtreibt. Es wächst dort von Jahr zu Jahr, teilweise durch Weiterfrieren an der Unterfläche, teilweise durch Belastung mit Schnee, der allmählich vereist, teilweise auch durch Anfrieren des aus Schnee entstandenen Schmelzwassers auf der Oberfläche. Durch die Bewegungen des Meeres werden die einzelnen Teile noch über einander getürmt und gepackt, und so entstehen jene mächtigen starken Schollen, die sich bei dem Treiben nach Süden noch lange Zeit im offenen Meer erhalten. Aus diesen besteht das Eis des Ostgrönlandstroms und das Westeis.

Das Eis der Westküste Grönlands südlich von der Melville-Bai hat dagegen eine einfache Zusammensetzung und Entstehung, welche nur im Hintergrunde der Fjorde, wo die Inlandeisströme enden, durch die dazwischengepackten Trümmer derselben gestört wird. Im Kleinen Karajak-Fjord bildete sich die erste zusammenhängende Eisdecke in der Nacht vom 1. zum 2. Dezember, nachdem sich bis dahin schon wiederholt, und zwar nach den Aufzeichnungen von Dr. Stade zuerst am 6. Oktober, einzelne Eisfladen gebildet hatten, und das Meer bisweilen von einer Menge locker nebeneinander treibender dünner Eisplättchen erfüllt gewesen war, welche sich bei der Bewegung des Wasser nicht zusammenschliessen konnten.

Die Bildung der zusammenhängenden Eisdecke erfolgte nach einem reichlichen Schneefall, und ich meine, dass derselbe den Anlass dafür gab, weil er die Menge der im Meer treibenden Eiskrystalle mit einem Mal so beträchtlich vermehrte, dass die einzelnen Plättchen sich nun über den ganzen Fjord zusammenschliessen konnten. Ich habe später noch wiederholt in offenen Rinnen, welche die Eisdecke durchschnitten, die Neubildung des Eises an Schneefälle anschliessen gesehen.

Die Stärke der Eisdecke wuchs dann schnell. Am 4. Dezember, also zwei Tage später, konnte man sie bereits betreten, und am 13. Dezember hatte sie eine Dicke von 16,5 cm erreicht. Über das fernere Wachstum giebt die folgende Tabelle Auskunft, welche auf Messungen von Dr. Stade beruht.

Wachstum der Eisdecke des Kleinen Karajak-Fjordes.

Datum	Dicke der Eisdecke	Kältesumme seit der vorangehenden Messung	Bemerkungen
13. XII. 92	16.5 cm	—114.7°C.	Kältesumme seit dem 1. XII. 92.
14. XII. 92	17.1	— 11.8	In dem am 13. XII. gestossenen Loch war 3.8 cm dickes Neueis.
15. XII. 92	18.2	— 9.8	
17. XII. 92	21.8	— 35.0	18.5 cm Dicke weiter gegen die Mitte des Fjordes hin.
18. XII. 92	22.9	— 17.0	
20. XII. 92	25.4	— 27.7	
22. XII. 92	24.7	+ 0.2	
24. XII. 92	22.5	+ 11.4	
25. XII. 92	22.5	+ 8.2	
26. XII. 92	23.2	+ 0.6	Neueis nebenbei 2.3 cm dick.
27. XII. 92	25.1	— 8.5	
29. XII. 92	23.3	— 20.2	Schnee über dem Eis 4.7 cm dick.
30. XII. 92	22.7	— 15.6	Schneedicke wie am 29. XII.
31. XII. 92	24.5	— 19.6	Temperatur unter dem Schnee — 11.5°, in der Luft — 20°.
2. I. 93	27.8	— 38.1	,, ,, ,, ,, — 18.7°.
5. I. 93	26.9	— 26.0	Schneedecke durch Föhne vernichtet.
6. I. 93	28.7	+ 4.9	Oberfläche ganz glatt.
9. I. 93	25.0	— 5.4	
11. I. 93	25.0	+ 9.3	
12. I. 93	27.5	— 1.2	
13. I. 93	27.0	— 1.0	Weiterhin gegen die Mitte des Fjordes ist die Dicke 24—26—26.5 cm.
16. I. 93	24.8	+ 7.2	
20. I. 93	28	— 55.3	
21. I. 93	—	— 20.0	Neueis seit dem 20. I. war 5.5 cm dick.
24. I. 93	34	— 71.9	
27. I. 93	38	— 50.9	
1. II. 93	44.2	—114.1	
4. II. 93	39.5	— 74.7	
8. II. 93	52.0	— 92.4	
10. II. 93	52.0	— 40.4	
12. II. 93	(46 und 43)	— 43.5	Die Messungsstelle lag zwischen Niakornak und Nunanguak.
13. II. 93	(47;42.5;46.5)	— 15.8	Die Messungsstellen lagen nördlich von Niakornak.
17. II. 93	57.3	— 78.5	
19. II. 93	56.4	— 11.4	
22. III. 93	73.0	—421.2	Braunfärbung an der Unterfläche des Eises.

Datum	Dicke der Eisdecke	Kältesumme seit der vorangehenden Messung	Bemerkungen
24. III. 93	72.0 cm	— 9.4° C.	
27. III. 93	70.5	— 55.4	
30. III. 93	70.5	— 49.6	
10. IV. 93	70.5	— 137.1	
12. IV. 93	70.3	— 13.6	
21. IV. 93	73.0	— 108.6	
4. V. 93	74.9	— 120.9	
10. V. 93	73.2	— 67.1	76.3 cm weiter gegen die Mitte des Fjordes hin.
15. V. 93	73.2	— 40.8	
23. V. 93	73.5	— 40.8	
28. V. 93	72.0	— 6.4	
3. VI. 93	66.0	+ 17.2	Wassertemperatur 0°.
6. VI. 93	62.0	— 1.4	Wassertemperatur + 0.5. Seit 3. VI. Abnahme der Dicke von oben 5 cm.
8. VI. 93	47.8	+ 14.6	Die oberste 14 cm dicke Schicht ist zersetzt. Wassertemperatur + 0.5. Abnahme von oben seit 6. VI. 7 cm.
10. VI. 93	31.0	+ 14.7	An einer feuchten Stelle nebenbei 28.5 cm.

Wir sehen aus dieser Tabelle, dass im Hintergrund des Kleinen Karajak-Fjordes die zusammenhängende Eisdecke etwas über einen Monat später begann, als auf den grösseren Binnenseen, nämlich Anfang Dezember. Im Grossen Karajak-Fjord war aber am 12. Dezember in der Nähe des Eisstroms noch vollkommen offenes Wasser und desgleichen am 17. Dezember in dem ganzen Gebiet, welches ich von Karajak-Haus aus übersehen konnte, also von dem Ausgang des Kleinen Karajak-Fjordes bis zu dem südlichen Ufer des Grossen. Am 3. Januar fanden wir bei einer Schlittenfahrt diese letztere Gegend zugefroren, konnten aber nicht, unserer Absicht gemäss, bis Ikerasak gelangen, weil das Gebiet um Akuliarusersuak noch offen war. Infolge einer Föhn-Periode, die an diesem Tage begann, brach das Eis auch in der Gegend vom Karajak-Haus wieder auf, so dass die Grönländer dort am 8. Januar im Kajak verkehren konnten. Der gleiche Zustand herrschte daselbst noch am 21. Januar, und erst am 25. Januar konnten wir auf den Fjorden bis Ikerasak gelangen. In denselben Tagen wurde das Eis auch weiterhin bis Umanak und darüber hinaus haltbar.

Das Wachstum der Eisdecke erfolgte, wie bei den Binnenseen, zuerst schnell, dann mit abnehmender Geschwindigkeit, um schon Ende März, also einen Monat früher, als bei den Binnenseen aufzuhören und dann ebenso lang, wie bei diesen, nämlich bis Ende Mai eine konstante Stärke zu bewahren. Die Maximaldicke ist aber kaum halb so gross wie bei den Binnenseen, nämlich nur 73 bis 75 cm, während sie bei diesen 150 cm erreicht hat. Innerhalb der engeren Grenzen ist die Art der Zunahme aber bei den Fjorden die gleiche, wie bei den Binnenseen, was man erkennt, wenn man auch hier das Eiswachstum als eine Funktion des Produktes von Zeit und Temperatur darstellt. Wir erhalten dann wieder eine Kurve, welche zuerst schnell, dann allmählicher ansteigt und schliesslich in eine Parallele zu der Abscisse übergeht. Die Ein- und Ausbuchtungen dieser Kurve sind auch hier

durch die wachsende Stärke der Schneebedeckung bedingt, welche auf den Fjorden in grösseren Beträgen schwankt, als auf den höher gelegenen Binnenseen, weil auf den ersteren die Föhne eine grössere Macht entfalten. Übrigens erfolgte die Zunahme der Eisdicke auf dem Kleinen Karajak-Fjord an verschiedenen Stellen in verschiedener Stärke, wie die in der letzten Spalte der Tabelle beigefügten Bemerkungen bezeugen. Obgleich die Messungen Dr. Stade's alle in der Bucht bei unserer Station ausgeführt sind, ist es möglich, dass auch hier bei nahe aneinander liegenden Stellen eine verschiedene Geschwindigkeit der Zunahme stattfand und dass manche Abweichungen von dem regelmässigen Gange des Wachstums, welche die Tabelle zeigt, dadurch bedingt sind.

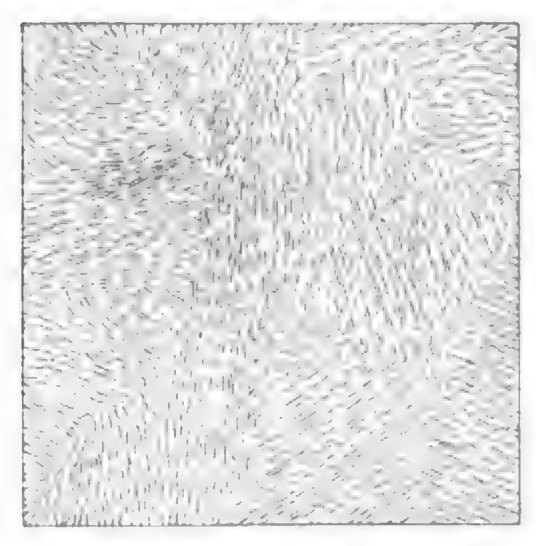
Die Eisdecke des Fjordes besteht in ihrer gesamten Dicke aus kleinen, unregelmässig umgrenzten Plättchen, deren Länge im Durchschnitt etwa 2 cm, deren Breite etwa 1 cm beträgt. Dieselben sind etwas dicker als die Plättchen des Bach- und Seeeises, erreichen in den Flächendimensionen aber niemals die Grösse, welche diese letzteren haben können. Solche Plättchen treiben schon lange, ehe die Eisdecke sich legt, locker im Fjord umher, und der Verschluss des Fjordes erfolgt dadurch, dass sie sich aneinanderschliessen.

Der fundamentale Unterschied zwischen dem Charakter des Eises der Binnenseen und der Fjorde besteht nun darin, dass in den letzteren die Plättchen durch die ganze Dicke der Eisdecke mit der Flächenrichtung senkrecht zum Wasserspiegel gestellt sind, während sie bei den ersteren nur am Anfang der Bildung, also in den obersten Schichten des Eises, unter rechten oder verschiedenen anderen Winkeln gegen den Wasserspiegel geneigt sind und dann ausnahmslos parallel zu diesem zu liegen kommen. Dieser Unterschied beruht darauf, dass in den Binnenseen nach dem ersten Verschluss des Beckens die Anlagerung an die Unterfläche unter einem gegen diese gerichteten Druck stattfindet, während dies bei den Fjorden nicht der Fall ist, weil die Eisdecke bei diesen nicht fest mit den Ufern verbunden ist, sondern auf dem Wasserspiegel schwimmt. Hier herrscht also an der Unterseite der Eisdecke kein Druck, welcher die Plättchen mit ihren Flächen an das Eis anlegt. Diese fügen sich mit ihren Kanten in die Zwischenräume der dort schon angegliederten Plättchen ein und stehen durchweg senkrecht zum Wasserspiegel, wie sie es auch an der Oberfläche thun.

Wenn man die Unterseite einer Fjordeisdecke betrachtet, kann man diese Struktur stets deutlich erkennen, weil die Plättchen dort noch so locker aneinander gelegt sind, dass man sie stets zu trennen vermag. Immer hat sich dabei eine Anzahl von Plättchen parallel aneinander gelegt, so dass sie Plattenbündel bilden, wie es auch die Lamellen des Bach- und Seeeises thun. Innerhalb jedes Bündels sind die Kanten der Plättchen parallel und deshalb auch die Eintiefungen zwischen den Kanten. Man nimmt diese als ein System paralleler Linien wahr, welche aber weniger fein sind, als die Forel'schen Streifen des Bach- und Seeeises, weil beim Fjordeis die Plättchen dicker sind, welche aber sonst die gleiche

Bedeutung haben und auch als Forel'sche Streifen bezeichnet werden müssen. Die Richtung dieser Streifung ist in jedem Bündel konstant, wechselt aber von einem Bündel zum anderen. Abbildung 39 stellt die Anordnung der Streifung auf der Unterseite einer Fjordeisdecke dar; sie ist nach einem Abdruck gezeichnet, welchen ich von der letzteren nahm, indem ich ein Staniolblatt darauf legte und mit einer weichen Bürste in die Formen eindrückte. Die Oberseite des Staniols wurde so in die Eintiefung zwischen die Plättchen gepresst und stellt dieselben negativ als System paralleler Erhebungen dar, während die Kanten der Plättchen als Eintiefungen erscheinen. Die Rückseite des Staniolblattes giebt das wahre Relief.

Abbildung 39.



Die Plattenstruktur des Fjordeises.
Zeichnung nach dem Abdruck einer Fläche des Fjordeises senkrecht zu den Platten auf Staniol.

Je älter die Fjordeisdecke wird, desto dichter drängen sich die Plättchen aneinander und desto feiner werden die Zwischenräume zwischen ihren Kanten, also die Forel'schen Streifen. Schon in geringem Abstand von der jeweiligen Unterfläche des Eises wird man daher die letzteren von vorneherein nicht mehr wahrnehmen können, sondern erst, wenn man die Eisfläche anschmilzt. Man kann die lamellare Struktur des Eises aber bei jedem Schnitt, der nicht gerade parallel zu den Plättchen, also senkrecht zum Wasserspiegel geht, in die Erscheinung bringen. Tafel 44, Abbildung 1, giebt eine unter dem Mikroskop bei 35facher Vergrösserung aufgenommene Photographie eines Schnittes parallel zum Wasserspiegel, welcher die parallele Streifung erkennen lässt. Die homogenen Flächen auf diesem Bilde sind die unter dem Mikroskop sehr breit erscheinenden Kanten; die Streifensysteme sind die Eintiefungen dazwischen. Man sieht Liniensysteme und nicht eine einzige feine Linie, weil der Schmelzprozess von der Oberfläche die Zwischenräume noch nicht vollständig durchdrungen hat, und diese deshalb noch nicht in der ganzen Dicke der photographierten Eistafel gleichmässig erweitert sind.

Infolge dieser Struktur ist das Fjordeis viel lockerer als das Seeeis, weil die Plättchen wohl mit zunehmendem Alter der Eisdecke immer dichter aneinander geschlossen werden, aber doch nie so dicht, wie die parallel zum Wasserspiegel aneinander gepressten Platten des Seeeises. Man merkt den Unterschied der Festigkeit besonders, wenn man ein Loch in das Eis stösst, da man hier beim Fjordeis in der Richtung der Platten, also auch der Zwischenräume, arbeitet, und beim Seeeis, von den obersten Lagen abgesehen, senkrecht dazu. Auch findet

man das Fjordeis stets von einer gewissen Menge Wasser durchdrungen, welches sich z. B. in Bohrlöchern am Grunde sammelt, während solche beim Seeeis fast ausnahmslos ganz trocken geblieben sind, selbst wenn dieselben unmittelbar bis in die Nähe der jeweiligen Unterfläche reichten.

Das im Fjordeis cirkulierende Wasser hat den Einfluss, dass es die Salzbestandteile, welche ursprünglich bei der Eisbildung eingeschlossen werden, allmählig auslaugt, wie ich gegenüber K. Weyprecht[1] betonen möchte, welcher der Ansicht war, dass nur in den obersten Lagen des Eises Salzteile beim Gefrieren eingeschlossen werden, und dass in den darunter befindlichen die Abgabe des Salzes schon beim Gefrieren an das darunter befindliche Wasser erfolgt. Nach meinen Erfahrungen ist der Salzgehalt innerhalb der Eisdecke der Fjorde, von gewissen Oberflächenbildungen abgesehen, sehr gleichmässig, nimmt aber mit der Zeit ab, wie die folgende Zusammenstellung zeigt:

Salzgehalt des Fjordeises.

	Am 12. April 1893			Am 6. Juni 1893		
	Dicke	M. W. Wage	Refraktometer		M. W. Wage	Refraktometer
Oberste Lage I	11,3 cm	4,6 ‰	5,3 ‰	Oberste Lage I	2,1 ‰	2,0 ‰
II	10,7	3,5	4,0	II	—	1,0
III	11,4	3,4	4,0	III	—	0,8
IV	11,8	4,7	5,2	IV	0,9	0,9
V	11,7	3,8	4,3	V	—	0,8
Unterste Lage VI	11,5	3,5	4,0	Unterste Lage VI	—	0,7
Gesamtdicke 68,4 cm				Gesamtdicke 62,0 cm		

Hierbei sind die Proben vom 12. April von mir auf die Weise gesammelt, dass ich einen Eisblock aus der ganzen Dicke des Fjordeises aushob, von dem unten anhaftenden Fjordwasser vorsichtig säuberte und dann mit einer Säge in Lagen von der angegebenen Dicke zerlegte. Von jeder Lage wurde eine Probe in einem Glasgefäss fest und luftdicht verschlossen, und ihr Schmelzwasser nach meiner Rückkehr im Physikalischen Institut zu Berlin sowohl mit der Mohr-Westphal'schen Wage nach ihrem spezifischen Gewicht, als auch mit dem Abbé'schen Salzwasser-Refraktometer nach ihrem Salzgehalt untersucht. Aus den gefundenen spezifischen Gewichten habe ich nach der bei O. Krümmel angegebenen Formel ebenfalls den Salzgehalt berechnet. Ich habe die auf beiden Wegen gefundenen Verhältnisse in der Tabelle mitgeteilt; sie stimmen, wie ersichtlich, gut mit einander überein.

Die Proben vom 6. Juni 1893 sind von Dr. Stade in gleicher Weise gesammelt. Bei ihnen war der Verschluss der Gefässe nicht, wie bei meinen, durch

[1] Die Metamorphosen des Polareises, Wien 1879, S. 57.

eingeschliffene Glasstöpsel und Pergamentpapier, sondern durch Korkpfropfen hergestellt, aber meiner Ansicht nach auch vollkommen sicher. Die Untersuchung nahm ich bei allen sechs mit dem Salzwasser-Refraktometer von Abbé und bei den beiden, bei welchen genügend Wasser vorhanden war, ausserdem noch mit der Mohr-Westphal'schen Wage vor. Aus den mit der letzteren ermittelten spezifischen Gewichten habe ich wieder die Salzgehalte berechnet, welche sich andererseits mit dem Refraktometer direkt ergaben. Auch hier stimmen die Ergebnisse, wie die Zusammenstellung zeigt, gut überein.

Die Proben vom 12. April zeigen einen im ganzen gleichmässigen Salzgehalt durch die ganze Dicke des Eises von 68.4 cm. Nur die oberste Lage I und die mittlere Lage IV haben einen geringen Überschuss. Bei jener ist das aus den Salzausscheidungen auf der Oberfläche selbst, auf die ich gleich zu sprechen komme, zu erklären. Diese umfasst nach der Tabelle, Seite 421, gerade die Eislage, welche durch den nach der warmen Zeit um den 23. Januar von neuem scharf einsetzenden Frost entstand, welche also, wie die Oberflächenlage, besonders schnell gebildet wurde. Gross sind die Unterschiede übrigens auch bei diesen beiden Lagen nicht; wir sehen aber doch, dass bei schnellem Gefrieren grössere Salzmengen eingeschlossen werden als bei langsamem. Von diesen beiden Abweichungen abgesehen ist der Salzgehalt in der ganzen Eisdecke des Fjordes am 12. April sehr gleichmässig und nicht, wie Weyprecht meint, nur in der Nähe der Oberfläche stark und weiter nach unten hin Null.

Die am 6. Juni gesammelte Probe zeigt nicht dieselbe Gleichmässigkeit, wie die erste, wohl aber ganz allgemein einen weit geringeren Salzgehalt als jene. Am 6. Juni betrug die Eisdicke noch 62 cm, also unerheblich weniger, wie am 12. April; das Eis war aber damals schon sehr zersetzt und mit Wasserlachen bedeckt. Da der Vergleich der beiden Proben zweifellos ein Auslaugen des Salzgehaltes aus dem Fjordeis beweist, ist es bei dem vorgeschrittenen Stadium der Zersetzung des Eises nicht wunderbar, wenn die einzelnen Lagen am 6. Juni einen etwas verschiedenen Grad der Auslaugung zeigen.

Ich füge hier an, dass eine am 13. Juni 1892 in der Davis-Strasse aufgefischte und von mir mit dem Salzwasser-Refraktometer untersuchte Probe von Eis des Ostgrönlandstroms einen ebenso geringen Salzgehalt zeigte, als die Fjordeisprobe vom 6. Juni 1893, nämlich 1 Promille.

Da die Abnahme des Salzgehaltes im Laufe der Zeit erfolgt, kann sie nur durch allmähliche Auslaugung erklärt werden; denn wenn die Menge des eingeschlossenen Salzes von vorneherein an der Oberfläche anders wäre, als in den unteren Lagen, wie Weyprecht meint, wäre die Gleichmässigkeit in den Proben vom 12. April nicht zu verstehen. Meiner Ansicht nach zeigt dieses Ergebnis auch, dass die Salzbeimengungen im Eise mechanisch in den Zwischenräumen der einzelnen Krystalle verteilt sind und nicht chemisch in den Krystallen selbst. Denn die Eisdecke wird mit der Zeit immer fester und die Zwischenräume zwischen den Platten immer enger, wie ich oben erwähnte; man muss

also annehmen, dass der Salzgehalt, welcher gleichzeitig abnimmt, den Zwischenräumen eigentümlich war, welche mit der Zeit verschwinden, und nicht den Krystallen, welche wachsen.

Die Salzeinschlüsse im Fjordeis und die Wassermengen, die darin cirkulieren, geben demselben eine gewisse Plastizität, welche mit der Zeit geringer wird, weil das Eis mit zunehmendem Alter an Festigkeit gewinnt und an Salz- und Wassereinschlüssen gleichzeitig verliert. Ich habe am 5. Februar, wo die Stärke des Eises 20 bis 30 cm betrug, zwischen Kekertat und dem Rande des Grossen Karajak-Eisstroms, also unter der stauenden Wirkung des letzteren, förmliche Sattel- und Muldenbildungen im Fjordeis gesehen, welche nur zum Teil auf der Höhe der Wölbung aufgebrochen waren. Die Kleinheit der Eisplättchen, zwischen welchen die Einschlüsse liegen, muss die Plastizität naturgemäss fördern, da diese nicht dem einzelnen Krystall eigentümlich ist, sondern durch die lockere Anordnung der Krystalle bedingt wird, ganz in ähnlicher Weise, wie die Gelenkigkeit des Itakolumit.

Die Plastizität ist am grössten in der Randzone, welche den Eisfuss der Felsen mit der Eisdecke des Fjordes verbindet. Diese bleibt nämlich lange Zeit offen, weil die Eisdecke sich mit den Gezeiten hebt und senkt und deshalb nicht zu einem festen Anschluss an die Felsen gelangt. Wir mussten bei unserer Station diese wenige Meter breite Randzone bis Mitte Januar mit dem Boot passieren, wenn auch die Schollen, die darin schwammen, einen Übergang dadurch ermöglichten, dass man von der einen zur anderen sprang. Erst Ende Januar wurden die Schollen durch eine mit den Gezeiten sich auf und nieder biegende Masse verbunden, auf welcher man von dem starren Eisfuss zu der schwimmenden Eisdecke hinübergehen konnte. Die erstere wurde immer wieder von neuem von Meerwasser durchtränkt, welches teils gefror, teils verdunstete und bei beiden Veränderungen eine konzentrierte Salzlake auf der Oberfläche zurückliess, aus welcher sich zierliche Krystalle ausschieden, welche die Oberfläche wie Blumen schmückten. Die obersten Lagen dieser Randzone waren so plastisch, dass man darauf, wie auf einem Teppich trat; von Ende Januar hielt sie aber über und wurde auch mit der Zeit so spröde, dass sie an einzelnen Stellen in Spalten zerbarst, ohne aber ihre Biegsamkeit bis zur schliesslichen Auflösung der Eisdecke ganz zu verlieren.

Der Eisfuss, welcher die Felsen in der Kehle umsäumt, die im Niveau der Gezeiten liegt, ist der einzige feste Teil von der Eisdecke der Fjorde. Seine Bildung hatte bereits Anfang November begonnen, indem die Eisplättchen, die im Fjord umhertrieben, beim Auf- und Niedersteigen des Wasserspiegels an den Felsen haften blieben und anfroren. Man konnte in dem Eisfuss einen Wechsel von trüben und von klaren horizontalen Lagen erkennen; in den ersteren war die Stellung der Plättchen ohne jede Ordnung, in den letzteren lagen ihre Flächen vielfach untereinander und mit der Richtung der Lagen parallel. Die Dicke der einzelnen Lagen war nur gering. Ausserdem sah man in dem Eisfuss einzelne

klare, vertikale Bänder, die in grösserem Abstand von einander parallel zu dem Ufer verliefen; dieselben waren wohl in den warmen Perioden entstanden, in denen der Eisfuss nur von dem auf- und niedersteigenden Wasser durchtränkt wurde, ohne dass ein Ansatz neuer Plättchen erfolgte. Zwischen den Bändern war das Aussehen des Eisfusses milchig weiss.

In der normalen Ausbildung ist die Oberfläche des Eisfusses horizontal und häufig so breit, dass sie einen vortrefflichen Schlittenweg bietet, den man mit Vorteil dort benutzt, wo das Eis der Fjorde wegen der Strömungsverhältnisse unsicher ist. In den Gebieten aber, wo die Kalbungsfluten ungebrochen gegen die Felsen stossen, sind auf dem Eisfuss hohe Wälle von Trümmern der Fjordeisdecke und der Eisberge angehäuft, wie z. B. bei Karajakeck (Karte 2). Nahe dem Rande des Grossen Karajak-Eisstroms war der Eisfuss am Nunatak durch das Staueis verstärkt und verdichtet, so dass man ihn dem Aussehen nach von der Oberfläche des nahen Eisstroms nicht zu unterscheiden vermochte (Tafel 34 und Seite 285, Abbildung 28).

Die Bildung des Eisfusses geht der Entstehung einer festen Eisdecke auf den Fjorden voraus und hält auch noch eine Zeit lang an, wenn die letztere aufgelöst wird. Den angestauten Eisfuss am Karajak-Nunatak in der Nähe des Eisstroms habe ich im Jahr 1893 noch Ende Juli gesehen, während das Staueis im Fjord schon am Anfang dieses Monats fortzutreiben begonnen hatte. Auch der normale Eisfuss in dem Kleinen Karajak-Fjord hat die Eisdecke des letzteren einige Tage überdauert.

Die Auflösung der Fjordeisdecken selbst geschieht im Vergleich mit der Zeit der Bildung ausserordentlich schnell, wie es auch auf den Binnenseen der Fall ist. Schon Ende März hat das Wachstum des Fjordeises aufgehört; die mittlere Temperatur der Luft blieb noch über zwei Monate unter dem Gefrierpunkt, und genau so lange blieb die Dicke des Eises annähernd konstant, während sie bei dem Binnensee unter fast gleichen Temperaturverhältnissen den März hindurch noch langsam wuchs und nur im April konstant war. Darauf aber ging die Auflösung beider ausserordentlich schnell und war beim Fjordeis entsprechend der halben Stärke, die es nur erreicht hatte, in der halben Zeit, nämlich schon Mitte Juni, vollendet.

Das frühere Ende in dem Wachstum des Fjordeises muss durch Veränderungen bedingt sein, welche im Meereswasser stattfinden, weil die Temperatur der Luft noch zu keinem Abschluss der Eisbildung zwingt, wie man bei den Binnenseen sieht. Darauf deutet auch das plötzliche Auftreten zahlloser Diatomeen hin, welches nach dem 20. März im Kleinen Karajak-Fjord festgestellt wurde; dieselben drangen von unten her in die Eisdecke ein und setzten sich zwischen den Eisplättchen fest, so dass die unteren Lagen des Eises ein vollkommen gelbes bis rötlichbraunes Aussehen erhielten. Dieses Eindringen von Diatomeen in die Eisdecken der Meere ist auch sonst beobachtet worden; die schmutzig grüne Farbe, welche das Meerwasser in der Nähe treibender Eisschollen häufig annimmt,

hängt zweifellos damit zusammen. Den Grönländern war die Erscheinung als ein Zeichen für das Aufhören des Eiswachstums wohl bekannt; sie berichteten, dass dieselbe sich am stärksten an Stromstellen zeige. Man kann hiernach vermuten, dass es Strömungen sind, welche den Umschwung in den Temperaturverhältnissen des Meerwassers herbeiführen und das fernere Eiswachstum hindern. Mit dem Thermometer war eine Erwärmung des Meerwassers bei dem ersten Auftreten der Diatomeen freilich noch nicht nachzuweisen, denn die Meerestemperatur hatte noch Ende März den Betrag von — 1,5° bis — 1,6° C., welchen sie während der ganzen Dauer der Eisdecke konstant gehabt hatte.

Die Verminderung der Eisdicke fand erst seit Ende Mai statt, wie man aus den Tabellen ersieht. Auf der Oberfläche bildeten sich Wasserlachen, und deren Umgebung wurde von den Sonnenstrahlen ausgefressen und tief zersetzt. Anfang Juni fanden sich in der Mitte schon offene Stellen und am Rande ein fast zusammenhängender offener Streifen. Nach den Beobachtungen von Dr. Stade verminderte sich die Eisdicke besonders schnell von oben her, so in den Tagen vom 3. bis zum 6. Juni um 5 cm und vom 6. bis zum 8. Juni um 7 cm. Am 11. Juni konnten wir den Kleinen Karajak-Fjord nur noch überschreiten, indem wir von einer weissen Stelle zur anderen sprangen, während man durch die dazwischen liegenden dunklen Stellen wie durch einen feuchten Schaum hindurchtrat. Am 12. Juni bestand die ganze Decke nur noch aus solchem lockeren, schaumigen Eis, und am 17. trieben die Reste der Eisdecke als Komplexe lose nebeneinder schaukelnder Plättchen im Fjord umher.

In den äusseren Teilen des Umanak-Fjords geht das Eis später auf. So konnten im Jahr 1893 bei Ikerasak und Umanak die Grönländer noch am 17. Juni im Schlitten verkehren, und im Jahr 1896 wurde nach einer mir vorliegenden brieflichen Mitteilung bei Ikerasak noch am 3. Juli und bei Ubekjendt Eiland am 4. Juli im Schlitten gefahren. Darauf wurde 1896 das Eis am Lande unsicher, hielt sich aber in weiterer Entferung davon bei Igdlorsuit bis zum 15. Juli, weil das Wetter ruhig und still war. Im Jahr 1894 ist es bei Ikerasak sogar erst nach dem 5. Juli und bei Igdlorsuit am 19. Juli verschwunden, während beim Karajak-Nunatak auch in diesem Jahr schon lange offenes Wasser war. Wann das Eis aufgeht, hängt ebenso wie das Auftreten der ersten festen Eisdecke von den Witterungsverhältnissen ab; im allgemeinen verschwindet es aber früher in den inneren Teilen der Fjorde, weil hier in der Nähe des Inlandeises die Föhne häufiger und stärker sind, als in den äusseren Teilen der Bucht. Von anderen Gegenden der grönländischen Küste habe ich diese Verhältnisse schon früher bei der Schilderung des Ausstossens der Eisfjorde besprochen.

Die Eissedimente.

An die Schilderung der verschiedenen Eisbildungen und ihrer Entwickelung bis zur Auflösung im Meer will ich in dem vorliegenden Abschnitt einige Mitteilungen über die Sedimente knüpfen, welche durch das Eis zur Ablagerung kommen, und zwar sowohl über diejenigen, welche in Verbindung mit dem Eise gefunden werden, als auch über die, welche durch das schwimmende Eis verfrachtet und schliesslich zum Meeresboden herabgesunken sind.

An beiden Arten von Sedimenten ist naturgemäss das Inlandeis in erster Linie beteiligt. Denn wir finden den Kryokonit auf seiner Oberfläche verteilt; an den Rändern und an dem Boden sammeln und stauen sich die Moränen, in den untersten Lagen werden die fremden Beimengungen zu Schichten geordnet, und in den Spalten wird der an den Wänden herabgespülte Staub in Schmutzbändern eingeschlossen. Bei den vielfachen Beziehungen, in welchen das Inlandeis zum Lande steht, muss es sich auf verschiedene Weise mit dessen Verwitterungsprodukten beladen; ich habe die genannten Arten der Beimengung von Schutt in den früheren Abschnitten ausführlich beschrieben. Alle werden dann bei der Zertrümmerung des Inlandeises in den Eisbergen eingeschlossen in das Meer hinausgeführt und sinken zu Grunde, wenn die letzteren schmelzen.

Auch die anderen Eisarten haben ihre Sedimente. So sammeln sich auf dem Eise der Fjorde längst den steilen Felswänden im Laufe des Winters Verwitterungsblöcke, welche von den Höhen abbrechen und herunterfallen; an der Südseite von Stor Ø und an der Westseite des Karajak-Nunatak war eine grössere Anzahl davon zu sehen. Ein Teil derselben schmilzt im Frühjahr durch die Eisdecke hindurch und sinkt somit in der Nähe des Herkunftsortes zu Boden, wie ich in einigen Fällen auf dem Eise des Kleinen Karajak-Fjordes sah. Ein anderer Teil treibt aber mit den Schollen in das Meer hinaus, um später niederzufallen. Das gleiche gilt von den Staubmengen, die sich auf dem Fjordeis im Laufe des Winters sammeln, und von den Bachsedimenten, welche darauf abgelagert werden, wenn die Bäche früher aufgehen, als das Fjordeis, wie es am Karajak-Nunatak der Fall war.

Zu den Eissedimenten sind auch die Ablagerungen der Bäche zu zählen, welche unter dem Inlandeis und neben seinen Rändern strömen und die feinen Bestandteile des im Eise selbst verteilten Schutts ausschlemmen. Diese Sedimente kommen auch in das Meer hinaus; denn in der Umgebung der Bachmündungen ist das Fjordwasser häufig stark getrübt, wie ich es von den Bächen der Nugsuak-Halbinsel erwähnte. Die feinsten Bestandteile werden durch die Strömungen wohl auch weiter getragen. Das Bacheis selbst bringt aber die in ihm eingeschlossenen Bestandteile kaum in weitere Ferne, da es zum grössten Teil in den Bächen selbst wieder vergeht und nicht in kräftigem Eisgang in das Meer hinaustreibt. Nur dort, wo es bis auf das Fjordeis hinausgewachsen war

und dessen Stärke erhöht hatte, kann es vielleicht nach dessen Zertrümmerung im Meer davontreiben und so die Bachsedimente auch auf diese Weise weiter verfrachten.

Die Sedimente der Eisbäche finden sich nicht allein in den Bachrinnen, sondern namentlich auch am Boden der Binnenseen und besonders derer, welche am Eisrand liegen. Das Eis der Binnenseen selbst aber ist gewöhnlich klar und ohne Beimengungen, es sei denn, dass sie bis zum Boden ausfrieren, wie es bei den kleinen Gewässern und namentlich bei den zahllosen Kryokonitlöchern verschiedener Grösse auf dem Inlandeis eintritt. In diesem Falle kann auch Binnenseeeis Sedimente verfrachten, wenn es in der Bewegung der Eisströme mit deren Körper verwächst und schliesslich in den Eisbergen davontreibt. Man sieht in den Fjorden unter den Trümmern von Eisbergen nicht selten solche Stücke, die unzweifelhaft in stehenden Gewässern entstanden sind.

Naturgemäss ist zwischen den verschiedenen Eissedimenten, die soeben erwähnt sind, nicht scharf zu unterscheiden; denn das verschiedenartige Material, welches sich noch im Inlandeise befindet, ist dasselbe wie jenes, welches die Bäche ausschlemmen, und wie das, welches mit den Eisbergen davontreibt und weit von seinem Herkunftsorte entfernt zum Grunde des Meeres hinabsinkt. Indessen haben sich doch einzelne Unterschiede herausgestellt, welche auf dem Grade der Sichtung beruhen, die das Material mit der Zeit erfuhr; ein Vergleich der verschiedenen Ablagerungen ist aus diesem Grunde von Interesse. Auf die groben Bestandteile brauche ich nicht mehr einzugehen, da ich die Zusammensetzung der Moränen, welche hauptsächlich aus groben Blöcken bestehen, schon früher beschrieben und auch ihr Verhältnis zur Schichtung behandelt habe. Auch die Blöcke, welche von den Felswänden auf das Fjordeis herabfallen, kann ich hier übergehen; sie unterscheiden sich von den Moränenblöcken durch ihre scharfen Formen, welche dem Material von Schutthalden immer eigentümlich sind. Hier will ich die Analysen verschiedener Proben von feinem Material mitteilen und mit einander vergleichen.

Die Proben sind teils von Dr. Vanhöffen, teils von mir gesammelt und in dem Laboratorium für Bodenkunde der Königlichen Geologischen Landesanstalt zu Berlin untersucht, und zwar nach den dort üblichen Methoden, so dass dadurch ein direkter Vergleich mit den aus dem norddeutschen Flachlande vorliegenden Bodenuntersuchungen ermöglicht wird. Ich erlaube mir, auch an dieser Stelle dem Direktor der Geologischen Landesanstalt Herrn Geheimen Ober-Bergrat W. Hauchecorne, welcher die Untersuchung angeordnet hat, sowie Herrn Professor Dr. F. Wahnschaffe, welcher sie leitete, und den Herrn Dr. G. Maas und Dr. R. Gans, welche die mechanischen, beziehungsweise chemischen Analysen ausgeführt haben, für diese den Arbeiten der Expedition geleistete Hilfe meinen verbindlichsten Dank abzustatten. Den gleichen Dank sage ich den Herren Dr. Potonié in Berlin und Ed. Bornet in Paris, welche die botanische Untersuchung der organischen Beimengungen des Kryokonits gütigst ausgeführt haben.

Zur Untersuchung kamen sechs Proben, die ich hier in der Reihenfolge besprechen will, in welcher sie nach der Art der Ablagerung zeitlich auf einander folgen. Ich beginne mit dem Kryokonit, welcher auf der Oberfläche des Inlandeises gesammelt ist, lasse dann die Untersuchung der Randmoräne des Inlandeises folgen, sodann die der Grundmoräne eines Küstengletschers, dann die der Bachsedimente des Randbaches, welcher neben dem Itivdliarsuk-Eisstrom fliesst, und schliesslich die Grundproben, welche beim Loten vom Boden des Kleinen Karajak-Fjordes und der Baffin-Bai in der Nähe der Disko-Insel mit der Grundzange heraufkamen. Die erste Probe rührt sonach von einer äolischen Ablagerung auf dem Eise her, die zweite und dritte von einer durch strömendes Eis selbst aufgeschütteten Bildung, die vierte von einem Bach, der das Eis ausgeschlemmt hat, die fünfte und sechste von dem im Meer treibenden Eis.

1. Kryokonit.

Von den untersuchten Kryokonitproben sind zwei im Karajak-Gebiet und die dritte in der Nähe des Sermilik-Eisstroms in geringem Abstand vom Lande gesammelt worden; von den ersteren wurde eine durch Dr. Vanhöffen zum Zweck der späteren botanischen Untersuchung in Pikrinsäure und Spiritus konserviert.

Mechanische Analyse (G. Maas).

Grand, Korngrösse über 2 mm:	0,0 %	Grand 0,0 %
Sand, Korngrösse 2 bis 1 „ :	0,0	Sand 5,1 %
„ „ 1 „ 0,5 „ :	0,1	
„ „ 0,5 „ 0,2 „ :	0,1	
„ „ 0,2 „ 0,1 „ :	0,9	
„ „ 0,1 „ 0,05 „ :	4,0	
Thonhaltige Teile, Korngrösse unter 0,05 „ :	94,8	Thonhaltige Teile 94,8 %
Summa:	99,9 %.	

Die Probe war so verfilzt, dass eine weitere Trennung der thonhaltigen Teile nicht möglich war.

Chemische Analyse (R. Gans).

Die Analyse der thonhaltigen Teile durch Aufschliessung mit verdünnter Schwefelsäure (1 : 5) im Rohr bei 220° C. und sechsstündiger Einwirkung ergab:

Bestandteile	In Prozenten der	
	thonhaltigen Teile	Gesamtprobe
Thonerde	4,187 [1]	3,969 [1]
Eisenoxyd	6,605	6,262
[1] entspräche wasserhaltigem Thon	10,591	10,040

Die Gesamt-Analyse der thonhaltigen Teile ergab:

1. Aufschliessung mit kohlensaurem Natronkali:	Kieselsäure	53,048 %
	Thonerde	13,460
	Eisenoxyd	7,585
	Kalkerde	4,252
	Magnesia	3,721
Aufschliessung mit Flusssäure:	Kali	2,557
	Natron	3,270
2. Einzelbestimmungen:	Phosphorsäure	0,309
	Kohlensäure	0,036
	Humus (nach der Knop'schen Methode)	5,930
	Stickstoff (nach Will-Varrentrapp)	0,448
	Hygroskop. Wasser bei 105° C.	1,222
	Glühverlust ausschliessl. Kohlensäure, hygroskop. Wasser, Humus u. Stickstoff	4,039
	Summa:	99,877 %.

Der Unterschied des Thongehaltes in den beiden Analysen rührt daher, dass die Aufschliessung der Probe mit kohlensaurem Natronkali den Gesamtgehalt an Thonerde ergiebt, also sowohl den Kaolin, wie die in verschiedenen Silikaten enthaltene Thonerde, während die Aufschliessung mit verdünnter Schwefelsäure die letztere unberührt lässt. Ganz streng ist dieser Unterschied allerdings nicht, wie mir Herr Dr. Gans gütigst mitteilte, da ein kleiner Teil der an Silikate gebundenen Thonerde auch schon durch verdünnte Schwefelsäure aufgeschlossen wird; es kommt dabei auf die Feinheit des Materials an. Immerhin ist es von Interesse, aus dem Vergleich der beiden Analysen auf die Verteilung der verschiedenen Zustände der Thonerde in der Probe zu schliessen. Dieselbe stellt sich mit dem Vorbehalt, welchen die Mitteilung des Herrn Dr. Gans fordert, wie folgt:

Thonerde in den thonhaltigen Teilen des Kryokonits unter 0,05 mm Korngrösse

in reinem, ungebundenen Zustand (Kaolin)	4,187 %
in verschiedenen Silikaten enthalten	9,273
Summa:	13,460 %.

Die Kryokonit-Proben liessen sich schlecht schlämmen und erwiesen sich beim Glühen auf dem Platinblech als stark mit organischer Substanz durchsetzt. Herr Dr. H. Potonié hatte daraufhin die Güte, eine Untersuchung unter dem Mikroskop vorzunehmen; er fasst die Ergebnisse derselben in dem folgenden Bericht zusammen:

„Die Untersuchung des von den Herren Dr. E. v. Drygalski und Dr. E. Vanhöffen aus Grönland mitgebrachten und von dem letzteren konservierten Kryokonits auf organisierte Materie erweitert unsere diesbezügliche Kenntnis in mehreren Punkten, wenn wir die Angabe E. A. Wülfing's zu Grunde legen: Herr Prof. Blochmann hatte die Freundlichkeit, einige Proben zu untersuchen und mir mitzuteilen,

dass eine grüne Alge sich vorfinde.[1] Weiter wird von dem genannten Autor über den organisierten Inhalt nichts gesagt.

Ich hatte zur Verfügung drei in verschiedener Weise behandelte Proben. Die am besten erhaltene war in Pikrinsäure und Spiritus aufbewahrt worden, die zweite in Wasser, die dritte in lufttrockenem Zustande.

An pflanzlichem Inhalt fanden sich in dem Material nur Reste von Algen, vorwiegend Algenfäden, welche die Gesteins-Partikel wie ein Filz zusammenhielten. Es sind allmählich nach der Spitze zu verschmälerte Fäden einer Rivulariacee, zusammengesetzt aus vielen kurzen Zellen. Leider gelang es mir nicht, das untere Ende der Fäden von den anhaftenden Gesteinsteilchen frei zu machen, so dass ich über den Bau desselben nichts sagen kann. Es gelang mir nicht, die Species zu bestimmen. Durch gütige Vermittelung des Herrn Prof. L. Kny sandte ich daher ein Quantum der Probe 1 an Herrn Ed. Bornet in Paris, welcher über seine Untersuchung derselben unter dem 24. März 1896 das folgende schreibt:

„Dans la poussière groenlandaise, que vous m'avez envoyée, je trouve deux Myxophycées filamenteuses. L'une d'elles, la plus grande et la plus abondante, est un Calothrix de la Section Homoeothrix, qui se place outre le C. rubra et le balearica. Comme le premier il présente assez souvent des ramifications scytonématoides; mais l'épaisseur des filaments est beaucoup plus forte. Il est au contraire de moitié moins gros que le Calothrix balearica. Quel que soit le traitement auquel j'aie soumis ses filaments je n'ai pu découvrir d'hétérocystes. L'espèce me parait nouvelle . . . . .

A la base des filaments de ce Calothrix rampe une homocystée à filaments très fins (1μ, 3), pourvus d'une gaine distincte, réunies çà et là dans une gaine mucilagineuse commune. Vous les verrez aisément si, après avoir coloré la préparation avec une petite quantité de bleu coton, vous ajoutez un peu d'acide lactique. Je suppose que cette Algue est un des Schizothrix décrits par M. Gomont; cependant elle est si peu développée que je n'ai pas réussi à isoler des fragments caractéristiques."

Ausser den Fäden fanden sich im Material noch reichlich cylindrische Zellen mit kuppenförmigen Enden, die ich als möglicherweise zu den Fäden als Sporen, „Manubrien", der Rivulariacee gehörend angesehen hatte. Herr Bornet schreibt jedoch weiter:

„Malgré l'attention persévérante avec laquelle j'ai cherché les spores oblongues . . . . . je n'ai pas eu la chance d'en rencontrer une seule. En revanche j'ai aperçu plusieurs fois des Trochiscia, une Palmellacée, un Aphanocapsa ou Gloeocapsa a tégument brun que je ne connais pas."

Unterm 31. März 1896 sandte Herr Bornet dem Verfasser die folgende Diagnose der neuen Rivulariacee.

---

[1] Beitrag zur Kenntnis des Kryokonit. — Neues Jahrb. für Min., Geol. und Paleont. VII. Beilage-Band. Stuttgart 1891, S. 158.

Calothrix (Homoeothrix) Drygalskiana sp. n.

„Strato tenui reticulatim expanso; filis 1—2 millim. longis, 8—10 μ crassis, flexuosis, basi laxe intertextis decumbentibus, utrinque ascendentibus attenuatis piliferis, liberis vel in fasciculos lateraliter concretis, Rivulariacearum et (haud raro) Scytonematum modo pseudo-ramosis; Vaginis crassis, hyalinis vel fuscis, ambitu mucosis agglutinantibus; trichomatibus 4—6 μ crassis, torulosis, articulis diametro brevioribus, nunc (in partibus filorum vetustioribus) diametro aequalibus vel sublongioribus. Heterocystae nullae.

Calothrici balearicae Born. et Flah., (Revision des Nostoc. hétérocystées in Ann. des Sc. nat. VIIᵉ Série, Bot. tome III, p. 348) proxima sed facile distincta.“

Das in Wasser aufbewahrte Material (Probe 2) zeigte die organischen Materialien, wie schon der Geruch zeigte, in Zersetzung übergegangen, die aber auf einem bestimmten Punkt stehen geblieben war, da der die Zersetzung fördernde Sauerstoff der Luft durch eine gute Verkorkung des Glases kaum Zutritt hatte. Die mineralischen Bestandteile, durchsetzt von den Algenfäden am Grunde des Glases, waren von einer gallertigen braungelben Schicht bedeckt, über der das Wasser stand, die wohl die Abscheidung der die lebenden Algen umhüllenden Gallerte sein dürfte. Irgend eine Struktur liess die gallertige Masse nicht erkennen.

Die Algenfäden in den Proben 2 und 3 konnten als solche ohne weiteres nicht erkannt werden, da die Querscheidewände hier undeutlich oder gar nicht zu bemerken sind, so dass sie, auch durch ihre Färbung, leicht den Eindruck humifizierter Pilz-Hyphen machen. Die Verschmälerung der Fäden nach ihrem Gipfel hin und die Grössen-Verhältnisse derselben, überhaupt der Vergleich mit den gut erhaltenen Rivulariaceen-Fäden aus Probe 1 macht es jedoch gewiss, dass es sich hier um dieselben Bestandteile handelt, wie die besser erhaltenen in der Probe 1.

Diatomaceen sind in den Proben nur spärlich vorhanden; es fand sich eine Pinnularia und eine sehr langgestreckte, stabförmige Art.

Ausser den Algen fand sich in der Probe 1 ein ziemlich bedeutender Fetzen einer pflanzlichen, dünnzellwandigen Epidermis mit Spaltöffnungen; sie dürfte einer Monocotyledonen oder Dicotyledonen angehört haben.

Bezüglich des tierischen Inhaltes des Kryokonits ergab sich das Vorhandensein (in Probe 1 und 3) einer Tardigraden, vermutlich *Macrobiotus Hufelandii.* Schüttelt man die Probe 1 um und lässt sie dann langsam zum Absatz kommen, so ist diese Art in zahlreichen Exemplaren in der sich bildenden oberen Schicht, also in den leichteren Bestandteilen des Materials, zu konstatieren.

In Probe 1 und 3 fanden sich ferner Exemplare eines Rädertierchens der Gattung *Brachionus,* das aber wegen ungenügender Erhaltung nicht mehr spezifisch bestimmbar war. Kugelförmige und birnförmige Gebilde in Probe 1 dürften solche Tiere in eingezogenem Zustande sein.

Ausserdem fand ich in Probe 3 eine einzelne Schuppe eines Schmetterlingsflügels, die durch ihre gelbbraune Färbung darauf hinwies, dass sie an der Bildungsstelle des Kryokonits in denselben hineingekommen war, jedenfalls nicht nachträglich hineingeraten ist."

2. Randmoräne des Inlandeises.

Die Probe ist durch Dr. Vanhöffen im Juli 1892 von der 30 m hohen Randmoräne entnommen, welche das Inlandeis an der Stirne der Alangorsuak-Halbinsel neben dem Absturz des Sermilik-Eisstroms angestaut hat. Dieselbe besteht zum grössten Teil aus grösseren und kleineren Gneissblöcken, welche der mehrfach erwähnte feine gelbliche Staub in dünnen Lagen locker bedeckt. Da die Probe diesem letzteren entnommen ist, giebt ihre Zusammensetzung naturgemäss nicht die prozentuale Verteilung der verschieden grossen Bestandteile für die ganze Moräne, sondern nur für die feinen Zwischenlagen der grösseren Blöcke.

Mechanische Analyse (G. Maas).

der Gesamtprobe				des Feinbodens unter 2 mm
Grand, Korngrösse	über 10 mm	35,8 %	Grand 52,2 %	
" "	10 bis 5	5,8		
" "	5 bis 2	10,6		
Sand, Korngrösse	2 bis 1	5,6	Sand 33,0 %	11,7 %
" "	1 bis 0,5	7,7		16,0
" "	0,5 bis 0,2	7,7		16,1
" "	0,2 bis 0,1	7,8		16,2
" "	0,1 bis 0,05	4,2		8,7
Thonhaltige Teile, Korngrösse	0,05 bis 0,01	5,0	Thonhaltige Teile 14,9 %	10,5
" "	unter 0,01	9,9		20,6
	Summa:	100,1 %		99,8 %

Chemische Analyse (R. Gans).

Die Analyse der thonhaltigen Teile durch Aufschliessung mit verdünnter Schwefelsäure (1 : 5) im Rohr bei 220° C. und sechsstündiger Einwirkung ergab:

Bestandteile	In Prozenten der	
	thonhaltigen Teile	Gesamtprobe
Thonerde	2,178 [1]	0,325 [1]
Eisenoxyd	8,789	1,310
[1] entspräche wasserhaltigem Thon	5,509	0,821

Die Gesamt-Analyse der thonhaltigen Teile ergab:

1. Aufschliessung mit kohlensaurem Natronkali:	Kieselsäure	57,890 %
	Thonerde	14,290
	Eisenoxyd	8,852
	Kalkerde	4,092
	Magnesia	4,704
Aufschliessung mit Flusssäure:	Kali	3,942
	Natron	3,697
2. Einzelbestimmungen:	Phosphorsäure	0,169
	Hygroskop. Wasser bei 105° C.	0,527
	Glühverlust ausschl. hygroskop. Wasser	2,079
	Summa:	100,242 %.

Eine Trennung des Thonerdegehalts mit demselben Vorbehalt, wie beim Kryokonit (Seite 433), ergiebt die folgende Verteilung:

Thonerde in den thonhaltigen Teilen der Randmoräne unter 0,05 mm Korngrösse

in reinem, ungebundenen Zustand	2,178 %
in den Silikaten gebunden	12,112
Summa:	14,290 %.

3. Grundmoräne des Sermiarsut-Gletschers.

Die Probe ist von Dr. Vanhöffen aus den untersten Lagen der Zunge des Sermiarsut-Gletschers entnommen; dieselben bestehen aus einem dichten Gemenge von grösseren und kleineren Steinen und Sand, die in einem harten festen Eiscement sitzen, welches in der Nähe des Bodens hinter den Beimengungen fast ganz zurücktritt. Eine Schichtung war in diesem Gletscherteile nicht mehr vorhanden.

Mechanische Analyse (G. Maas).

der Gesamtprobe				des Feinbodens unter 2 mm
Grand, Korngrösse	über 10 mm	50,4 %	Grand 63,7 %	
" "	10 bis 5	5,6		
" "	5 bis 2	7,7		
Sand, "	2 bis 1	4,7	Sand 25,8 %	12,8 %
" "	1 bis 0,5	5,5		15,2
" "	0,5 bis 0,2	5,6		15,3
" "	0,2 bis 0,1	6,4		17,7
" "	0,1 bis 0,05	3,6		9,9
Thonhaltige Teile, Korngrösse	0,05 bis 0,01	5,8	Thonhaltige Teile 10,5 %	15,4
" "	unter 0,01	4,9		13,4
	Summa:	100,0 %		99,7 %

Chemische Analyse (R. Gans).

Die Analyse der thonhaltigen Teile durch Aufschliessung mit verdünnter Schwefelsäure (1 : 5) im Rohr bei 220° C. und sechsstündiger Einwirkung ergab:

Bestandteile	In Prozenten der	
	thonhaltigen Teile	Gesamtprobe
Thonerde	3,005 [1]	0,316 [1]
Eisenoxyd	2,853	0,300
[1] entspräche wasserhaltigem Thon	7,601	0,798

Die Gesamt-Analyse der thonhaltigen Teile ergab:

1. Aufschliessung mit kohlensaurem Natronkali:	Kieselsäure	65,000 %
	Thonerde	13,000
	Eisenoxyd	5,716
	Kalkerde	2,530
	Magnesia	3,343
Aufschliessung mit Flusssäure:	Kali	4,530
	Natron	4,314
2. Einbelbestimmungen:	Phosphorsäure	0,199
	Hygroskop. Wasser bei 105° C.	0,124
	Glühverlust ausschl. hygroskop. Wasser	0,996
	Summa:	99,752 %

Eine Trennung des Thonerdegehalts mit demselben Vorbehalt, wie beim Kryokonit (Seite 433), ergiebt die folgende Verteilung:

Thonerde in den thonhaltigen Teilen der Grundmoräne des Sermiarsut unter 0,05 mm Korngrösse

in reinem, ungebundenen Zustand	3,005 %
in Silikaten enthalten	9,995
Summa:	13,000 %.

4. Sedimente eines Inlandeis-Randbaches.

Die Probe ist von mir in dem rechten Randbach des westlichen Itivdliarsuk-Eisstroms kurz vor dessen Mündung in den Fjord gesammelt. Der Bach hatte viel Schlick von dieser Beschaffenheit abgesetzt und mit Wasser durchtränkt, so dass man darin wie in Triebsand einsank.

Mechanische Analyse (G. Maas).

Grand, Korngrösse	über 2 mm	:	0,6 %	Grand 0,6 %
Sand, „	2 bis 1	:	4,8	Sand 77,6 %
„ „	1 bis 0,5	:	13,8	
„ „	0,5 bis 0,2	:	18,6	
„ „	0,2 bis 0,1	:	24,8	
„ „	0,1 bis 0,05	:	15,6	
Thonhaltige Teile, Korngrösse	0,05 bis 0,01	:	13,6	Thonhaltige Theile 22,0 %
„ „	unter 0,01	:	8,4	
	Summa	:	100,2 %.	

Chemische Analyse (R. Gans).

Die kohlensaure Kalk- und kohlensaure Magnesia-Bestimmung im Feinboden unter 2 mm Korngrösse durch Auskochen mit Ammoniumnitrat ergab:

Kohlensaurer Kalk	nach der ersten Bestimmung	3,47 %	Mittel 3,47 %
	„ „ zweiten „	3,46	
Kohlensaure Magnesia	nach der ersten Bestimmung	1,48	Mittel 1,49 %
	„ „ zweiten „	1,49	

5. Bodenprobe aus dem Kleinen Karajak-Fjord.

Die Probe ist in einer Entfernung von etwa 10 Kilometer vom Ende des Kleinen Karajak-Eisstroms aus einer Tiefe von 250 m mit der Grundzange heraufgeholt worden. Bei anderen Lotungen in der Nähe der vorliegenden kamen ausser diesem grünlichen Schlick auch kleine Steine mit herauf.

Mechanische Analyse (G. Maas).

Grand, Korngrösse	über 2 mm	0,3 %	Grand 0,3 %
Sand, „	2 bis 1	0,2	Sand 7,7 %
„ „	1 bis 0,5	0,3	
„ „	0,5 bis 0,2	1,0	
„ „	0,2 bis 0,1	1,0	
„ „	0,1 bis 0,05	5,2	
Thonhaltige Teile, Korngrösse	0,05 bis 0,01	17,2	Thonhaltige Teile 92,0 %
„ „	unter 0,01	74,8	
	Summa:	100,0 %.	

Chemische Analyse (R. Gans).

Die Analyse der thonhaltigen Teile durch Aufschliessung mit verdünnter Schwefelsäure (1 : 5) im Rohr bei 220° C. und sechsstündiger Einwirkung ergab:

Bestandteile	In Prozenten der	
	thonhaltigen Teile	Gesamtprobe
Thonerde	5,662 [1]	5,209 [1]
Eisenoxyd	4,360	4,011
[1] entspräche wasserhaltigem Thon	14,321	13,175

Die Gesamt-Analyse der thonhaltigen Teile ergab:

1. Aufschliessung mit kohlensaurem Natronkali:	Kieselsäure	59,935 %
	Thonerde	14,438
	Eisenoxyd	4,719
	Kalkerde	3,193
	Magnesia	3,380
Aufschliessung mit Flusssäure:	Kali	3,886
	Natron	5,084
2. Einzelbestimmungen:	Phosphorsäure	0,197
	Hygroskop. Wasser bei 105° C.	0,924
	Glühverlust ausschl. hygroskop. Wasser	3,864
	Summa:	99,620 %.

Eine Trennung des Thonerdegehalts mit demselben Vorbehalt, wie beim Kryokonit (Seite 433), ergiebt die folgende Verteilung:

Thonerde in den thonhaltigen Teilen der Grundprobe unter 0,05 mm Korngrösse

in reinem, ungebundenen Zustand	5,662 %
in Silikaten enthalten	8,776
Summa:	14,438 %.

6. Bodenprobe aus der Baffin-Bai.

Die Probe ist im Angesicht der Landzunge von Godhavn auf Disko mit der Grundzange aus einer Tiefe von 300 m heraufgeholt worden.

Mechanische Analyse (G. Maas).

Grand, Korngrösse	über 10 mm	: 2,0 %	Grand 7,1 %
" "	10 bis 5	: 0,4	
" "	5 bis 2	: 4,7	
Sand, "	2 bis 1	: 1,0	Sand 17,6 %
" "	1 bis 0,5	: 2,1	
" "	0,5 bis 0,2	: 3,4	
" "	0,2 bis 0,1	: 3,7	
" "	0,1 bis 0,05	: 7,4	
Thonhaltige Teile, Korngrösse	0,05 bis 0,01	: 29,7	Thonhaltige Teile 75,2 %
" "	unter 0,01	: 45,5	
	Summa:	99,9 %.	

Chemische Analyse (R. Gans).

Die Analyse der thonhaltigen Teile durch Aufschliessung mit verdünnter Schwefelsäure (1 : 5) im Rohr bei 220° C. und sechsstündiger Einwirkung ergab:

Bestandteile	In Prozenten der	
	thonhaltigen Teile	Gesamtprobe
Thonerde	6,179 [1]	4,647 [1]
Eisenoxyd	6,153	4,627
[1] entspräche wasserhaltigem Thon	15,629	11,753

Die Gesamt-Analyse der thonhaltigen Teile ergab:

1. Aufschliessung mit kohlensaurem Natronkali:	Kieselsäure	52,500 %
	Thonerde	14,288
	Eisenoxyd	7,307
	Kalkerde	4,116
	Magnesia	4,125
Aufschliessung mit Flusssäure:	Kali	2,856
	Natron	2,702

2. Einzelbestimmungen:		
	Phosphorsäure	0,163
	Kohlensäure	0,104
	Humus (nach der Knop'schen Methode)	2,183
	Stickstoff (nach Will-Varrentrapp)	0,266
	Hygroskop. Wasser bei 105° C.	3,580
	Glühverlust ausschliesslich Kohlensäure, hygroskop. Wasser, Humus u. Stickstoff	5,496
	Summa:	99,686%.

Eine Trennung des Thonerdegehalts mit demselben Vorbehalt, wie beim Kryokonit (Seite 433), ergiebt die folgende Verteilung:

Thonerde in den thonhaltigen Teilen der Grundprobe unter 0,05 mm Korngrösse

in reinem, ungebundenen Zustand	6,179%
in Silikaten enthalten	8,109
Summa:	14,288%.

Wenn wir die obigen Analysen mit einander und mit anderen ähnlichen Bildungen vergleichen, so zeigt sich in deren mechanischen Teilen der grösste Prozentsatz der thonhaltigen Teile, also der Korngrösse unter 0,05 mm in dem Kryokonit, wie das bei der äolischen Bildung desselben nicht anders zu erwarten ist. Die beiden Moränenproben haben den geringsten Prozentsatz davon und würden einen noch weit geringeren haben, wenn man den Anteil der grösseren Steine berücksichtigen würde, welche den Hauptbestandteil der Moränen bilden. Auch in dem Randbach des Itivdliarsuk treten die thonhaltigen Bestandteile noch bedeutend hinter den sandigen zurück, obgleich er nicht besonders lebhaft fliesst. Den überwiegenden Anteil haben sie erst in den Sedimenten des Meeresbodens, und zwar sowohl im Kleinen Karajak-Fjord, wie in dem offenen Meer der Baffin-Bai. Man sieht hieraus, dass die feinsten Bestandteile aus den Moränen durch Wasser ausgeschlemmt werden und noch nicht in dem Randbach, sondern erst im Meer zur Ablagerung kommen.

Die Bodenprobe aus der Baffin-Bai enthält allerdings gröberes Material, als die aus dem Kleinen Karajak-Fjord, während das Gegenteil zu erwarten wäre, wenn man beide Ablagerungen nur durch Ausschlemmung erklärt, weil der Transport bis zur Baffin-Bai weiter ist, als bis zu der Lotungsstelle im Kleinen Karajak-Fjord. Die Grundzange hat allerdings an der ersteren Stelle einige kleine Steine gefasst, was im Kleinen Karajak-Fjord bei anderen Lotungen ebenfalls vorkam, so dass auf den Unterschied des Grandgehalts kein Gewicht zu legen ist. Indessen ist in der Baffin-Bai auch der Sandgehalt auf Kosten des Thongehalts im Vergleich mit dem Fjord gewachsen, und die Sedimente sind daher auch im Durchschnitt gröber geworden. Hieraus muss man schliessen, dass in der Baffin-Bai das durch Drift hinausgeschaffte Material überwiegt, während im Fjord die durch Bäche ausgeschlemmte feinste Trübung vorherrscht.

Mit den Ergebnissen der mechanischen Analyse gehen die der chemischen insofern parallel, als die beiden Proben des Meeresbodens etwa den doppelten Gehalt an reiner Thonerde zeigen, wie die beiden Moränenproben, während der Gesamtgehalt an Thonerde, also der reine und der in den Silikaten enthaltene Thon zusammengenommen, in den vier Proben ungefähr der gleiche ist. Das feine Material der Moränen besteht aus zerriebenem Gesteinspulver, während das des Meeresbodens mehr zersetzte, reine Thonerde ist. In diesem ist also der Gehalt an reinem Thon auf Kosten des in den Moränen an Silikate gebundenen gewachsen. Bemerkenswert ist dabei, dass von den beiden vorliegenden Proben des Meeresbodens die aus der Baffin-Bai, welche nach der mechanischen Analyse gröber ist und mehr Driftmaterial enthält, als die aus dem Kleinen Karajak-Fjord, einen noch stärkeren Gehalt an reinem Thon hat, als die letztere.

Der wegen seines äolischen Ursprungs besonders feine Kryokonit hat einen geringeren Gehalt an reiner Thonerde, als beide Proben des Meeresbodens, aber einen stärkeren, als die Moränen, während sein Gesamtgehalt an Thonerde dem der anderen Bildungen vollkommen entspricht. In ihm ist also der Gehalt an reiner Thonerde nicht in gleichem Maasse, wie bei den Sedimenten des Meeresbodens, auf Kosten des in den Moränen an Silikate gebundenen Thons gewachsen.

Die Sedimente des Itivdliarsuk-Randbaches zeigen einen viel stärkeren Gehalt an kohlensaurem Kalk und kohlensaurer Magnesia, als alle anderen Proben, in welchen der Kalk nur in Form von Silikaten vorhanden gewesen sein muss, weil der Gehalt an Kohlensäure bei ihnen äusserst gering ist. Dieses Ergebnis zeigt, dass der Itivdliarsuk-Eisstrom mit Kalkgesteinen in Berührung getreten ist, was durch Dr. Vanhöffen's Fund von Marmorblöcken auf der rechten Randmoräne auch bestätigt ist.

Wenn wir die grönländischen Eissedimente mit unseren europäischen Diluvial-Ablagerungen vergleichen, so zeigt sich, dass die beiden Moränenproben allerdings ihr nächstes Analogon in dem schwedischen Krostensgrus haben, weil auch dieser aus fein zerriebenem Gesteinspulver besteht und den grössten Theil der Thonerde an Silikate gebunden, und nicht in reinem, zersetzten Zustande, enthält.

In den norddeutschen Geschiebelehmen und Mergeln ist der Gehalt an reiner Thonerde in der Regel nicht unerheblich grösser; denn während er in den grönländischen Moränen 2 bis 3 Prozent der feinen Bestandteile unter 0,05 mm Korngrösse beträgt, erreicht er bei uns zwischen 9 und 13 Prozent,[1] unter Umständen aber auch 15 bis 16 Prozent.[2] Der Gesamtgehalt an Thonerde, also der reinen und der an Silikate gebundenen zusammengenommen, ist dabei in Nord-Deutschland häufig nicht grösser, als bei den grönländischen Eissedimenten, da er

[1] Vergleiche die Analysen in den Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preussen und der Thüringischen Staaten.

[2] Ebendaselbst, Lieferung 61, Berlin 1896, S. 42.

sich z. B. in der Umgegend von Berlin bei Diluvialthonmergel, Diluvialmergelsanden, sowie bei dem unteren und dem oberen Diluvialmergel zwischen 12 und 15 Prozent, also in derselben Höhe, wie bei den grönländischen Ablagerungen hält und nur bei den Lehmen des unteren und des oberen Diluvialmergels daselbst im Durchschnitt auf etwa 18, im Maximum bis über 20 Prozent steigt.[1] Da bei der Vielgestaltigkeit des norddeutschen Diluviums bisweilen petrographisch recht verschiedene Bildungen zu demselben Horizont zusammengefasst werden, giebt es neben sehr thonhaltigen Bildungen in derselben Stufe auch sandige von verhältnismässig geringem Thonerdegehalt.

Wie sich die reine und die an Silikate gebundene Thonerde in dem Gesamtgehalt verteilen, ist aus den Analysen des norddeutschen Diluviums nicht zu ersehen, da entweder nur der Gehalt an reinem Thon oder nur der Gesamtgehalt festgestellt ist. Da indessen der Gehalt an reinem Thon an einigen Stellen die für den Gesamtgehalt an anderen gefundenen Beträge erreicht, kann man schliessen, dass der erstere in den Mergeln und Lehmen des norddeutschen Diluviums meistenteils den Gehalt des an Silikate gebundenen Thons überwiegt, was auch der grosse Prozentsatz an thonhaltigen Teilen unter 0,05 mm Korngrösse, welchen die mechanische Analyse in der Regel ergeben hat, bestätigt.

Dieses Verhältnis ist teilweise dadurch zu stande gekommen, dass wirkliche Thonlager in die diluvialen Ablagerungen übergegangen sind, wie z. B. in der Nähe von Glindow, wo dann auch der Gesamtgehalt an Thonerde besonders gross ist. An anderen Stellen aber, wo der Gesamtgehalt den Durchnitt nicht übersteigt, wird man annehmen müssen, dass der Gehalt an reiner Thonerde auf Kosten der früher an Silikate gebundenen gewachsen ist, wie es bei den Grundproben vom Kleinen Karajak-Fjord und von der Baffin-Bai der Fall war.

Es ist in dieser Hinsicht von Interesse zu sehen, dass das Wachstum des Gehalts an reinem Thon in Grönland mit steigender Entfernung von dem Ursprungsort stattfindet, und hierbei wieder in höherem Grade bei den Sedimenten, welche am Meeresboden zur Ablagerung kommen, als bei dem Kryokonit, der durch die Winde von den Küstenfelsen auf die Oberfläche des Inlandeises getragen wird, obgleich dieser letztere feiner ist. Hiernach scheint der Absatz im Wasser die Entwickelung des Gehalts an reinem Thon zu begünstigen. Den grössten Gehalt an reiner Thonerde haben die Sedimente, welche dem Grunde der Baffin-Bai entstammen und somit am längsten mit Wasser in Berührung waren, obgleich sie nach der mechanischen Analyse im Durchschnitt nicht so fein sind, wie die Sedimente von dem Grunde des Kleinen Karajak-Fjordes und wie der Kryokonit. Die geringere durchschnittliche Feinheit deutete darauf hin, dass sie eine Driftbildung sind.

[1] E. Laufer und F. Wahnschaffe, Untersuchung des Bodens der Umgegend von Berlin. Berlin 1881, S. 281.

Sechszehntes Kapitel.

Die Wärme des Eises.

Bei der Bedeutung, welche die Frage nach den Temperaturen des Eises in der Entwickelung der Probleme der Expedition allmählich gewonnen hatte (Seite 7 ff.), musste es meine Absicht sein, die Erforschung derselben so eingehend wie möglich zu fördern. Ich fasste deshalb den Plan, über die Grenzen, welche bei der Verwendung von Quecksilber-Thermometern in dem Eis naturgemäss gestellt sind, hinauszugehen und neben ihnen auch Siemens'sche Widerstands-Thermometer zu Temperaturmessungen zu verwenden. Dieselben haben den Vorzug, dass man sie bei der Bestimmung der Temperatur an ihrem Ort belässt, während man die Quecksilber-Thermometer zur Ablesung herausholen muss. Das letztere ist naturgemäss mit vielen Unzuträglichkeiten verbunden, weil der Wunsch, es möglichst leicht thun zu können, mit der Notwendigkeit, die Thermometer an ihrem Ort gut und sicher zu isolieren, in Zwiespalt steht. Je besser das Loch, in welches ich die durch Umwickelung mit Hede träge gemachten Thermometer eingeführt hatte, durch Schnee oder Hede behufs Vermeidung der direkten Zuleitung von aussen verschlossen war, desto schwerer war es naturgemäss die Thermometer herauszuziehen. Schon bei Tiefen von 1 bis 2 m erforderte das häufig viel Zeit und Arbeit, besonders wenn von oben Wasser eingedrungen und in der Isoliermasse gefroren war. Eine Preisgabe des Thermometers ist dann häufig unvermeidlich.

Die Bestimmung von Temperaturen mit Hilfe von Siemens'schen Widerstands-Thermometern beruht auf der Eigenschaft der Metalle ihren spezifischen Widerstand gegen die Leitung des elektrischen Stroms mit der Temperatur zu verändern. Der Widerstand steigt mit der Temperatur. Diese Veränderlichkeit ist bei den einzelnen Metallen verschieden; sie ist z. B. bei Kupfer sehr stark, bei anderen Metallen, wie Neusilber und der Legierung Nickelin äusserst gering. Die Zunahme eines bestimmten Widerstandes für 1° C. in Teilen des Ganzen ist der Temperaturkoeffizient desselben. Wenn man diesen für bestimmte Widerstände festgestellt hat, kann man aus den Veränderungen, welche die letzteren erfahren, die

Veränderungen der Temperatur, welche dem zu Grunde liegen, berechnen. Die Widerstandsveränderungen aber werden nach den gewöhnlichen Methoden gemessen.

Diese Methode der Temperaturmessungen ist von W. v. Siemens[1] erdacht und entwickelt. Als ich vor meiner Abreise nach Grönland im Frühjahr 1892 die Anfrage stellte, ob die Widerstands-Thermometer zur Bestimmung von Eis-Temperaturen im vorliegenden Falle verwendbar wären, fand der Gedanke bei Herrn Geheimrat von Siemens das lebhafte Interesse und die werkthätige Unterstützung, welche er wissenschaftlichen Unternehmungen stets in so reichem Maasse bewiesen hat. Auf seine Anordnung wurde ein Satz von Widerstands-Thermometern trotz der Kürze der noch verfügbaren Zeit hergestellt, kalibriert und mit den zugehörigen Vergleichs-Instrumenten der Expedition als Geschenk überwiesen. Ich gebe dem herzlichen Dank für diese wertvolle Gabe auch an dieser Stelle Ausdruck; leider habe ich ihn nach meiner Rückkehr nicht mehr durch persönlichen Bericht über die erzielten Ergebnisse bethätigen können.

Der benutzte Satz von Thermometern bestand aus vier Kupferrollen und zwei Nickelinrollen von durchschnittlich 500 Ohm Widerstand. Die ersteren, deren Widerstand sich mit der Temperatur schnell verändert, wurden an diejenigen Orte eingeführt, deren Temperatur ermittelt werden sollte; die letzteren, welche einen sehr geringen Temperaturkoeffizienten haben, dienten zusammen mit einem Rheostaten zur Messung der Widerstandsveränderungen in den ersteren.

Alle sechs Rollen waren in cylindrischen Metallkapseln fest eingeschlossen, so dass die Thermometer sowohl im Wasser, wie im Eise verwandt werden konnten. Der Durchmesser der Kapseln betrug etwas weniger als 5 cm, so dass dieselben in die mit meinem Eisbohrer hergestellten Löcher von etwas über 5 cm Durchmesser gerade hineingingen. Die Temperatur der äusseren Kapseln wurde lediglich durch metallische Zuleitung auf die Rollen übertragen. Von einer Füllung der Kapseln mit Öl war Abstand genommen, um der Verdickung des Öls bei eintretenden grossen Kältegraden und den daraus folgenden Stockungen in der Temperaturzuleitung zu entgehen. Da die Thermometer dauernd an ihrem Orte belassen wurden und es sich nicht darum handelte, sehr schnelle Temperaturveränderungen festzustellen, war die metallische Zuleitung auch vollkommen ausreichend. Die Enden der Maassrollen waren durch die Deckel der Kapseln mit Kabeln von 10 m Länge verbunden, so dass der durch die Maassrollen geschickte Strom an Orten bis zu 10 m Abstand von den Orten der Rollen gemessen werden konnte.

Zur Erzeugung des elektrischen Stroms hatte ich eine Batterie von vierzig Trockenelementen (Thorelementen) erhalten. Die Kraft war in dieser Weise reichlich zugemessen worden, damit die Messung der Widerstandsveränderungen auch durch gleichzeitige Benutzung von vier Widerstandsrollen, welche zur Wheatstone'schen Brücke geschaltet waren, erfolgen konnte, und weil man mit der

[1] Methode für fortlaufende Beobachtungen der Meerestemperatur bei Tiefenmessungen. Monatsbericht d. Berl. Akad. d. Wiss. Juni 1866. Pogg. Ann. Band 129, S. 647. W. v. Siemens, Wissenschaftliche und Technische Abhandlungen, Band I, S. 206.

Möglichkeit rechnete, dass die Trockenelemente niedrige Temperaturen nicht vertragen würden. Aus diesem letzteren Grunde war mir anempfohlen, die Elemente möglichst gegen die Kälte zu schützen durch Aufbewahrung in Räumen von höherer Temperatur und durch Umhüllung während der Zeit der Benutzung in der Kälte auf dem Eise.

Es erwies sich nun als gänzlich unmöglich, der ersteren Forderung gerecht zu werden, da wir selbst in unserem Hause auf der Station zeitweilig sehr niedrige Temperaturen gehabt haben. Da die Aufbewahrung der Elemente in dem Hause ausserdem die Benutzung ausserordentlich erschwert hätte, weil man die schwere Batterie dann jedesmal zur Messung vom Hause nach dem Inlandeis hätte tragen müssen — ein Weg von einer starken Stunde, in welchem ein 150 m hoher, sehr steiler und oft verglatteister Abhang enthalten war —, entschloss ich mich, die Batterie zu teilen und zunächst die Hälfte, also 20 Trockenelemente, ganz auf dem Eise, wo die Thermometer eingeführt waren, zu belassen. Infolge hiervon hielt ich es für angebrachter, nicht die Schaltung der Wheatstone'schen Brücke, sondern die des Differential-Galvanometers anzuwenden, also jedesmal nicht vier, sondern nur zwei Widerstandsrollen mit einander zu vergleichen. Die Bestimmung der Widerstandsveränderungen in den Kupferrollen lässt sich auch auf diesem Wege sicher ausführen. Die Erfahrung hat ausserdem gezeigt, dass die Kraft der Elemente unter der Kälte nicht gelitten hat; obgleich die 20 Trockenelemente vom Oktober 1892 an bis zum Juli 1893 auf dem Eise standen und obgleich sie während dieser Zeit anhaltend sehr niedrige Temperaturen, die sich einmal auch Tage lang unter — 30° C. hielten, durchgemacht haben, ist eine Abnahme der Kraft bis zum Schluss nicht zu bemerken gewesen. Die Elemente haben 1½ Jahr lang unter schwierigen Verhältnissen ihre Zwecke erfüllt.

Zur Messung benutzte ich ein Siemens'sches Differential-Galvanometer und einen Stöpsel-Rheostaten mit Neusilberdrähten, welcher alle Widerstände zwischen 0,1 und 100 Ohm enthielt. Durch das erstere wurden die beiden Zweige, in welche der ganze Strom der Batterie bei der Messung geteilt war und von denen jeder eine Widerstandsrolle durchströmte, in entgegengesetzter Richtung hindurchgesandt. Der letztere wurde in den Zweig, welcher die Rolle mit geringerem Widerstand durchlief, geschaltet, und mit seiner Hilfe dieser Widerstand so lange verstärkt, bis er dem der anderen Rolle gleich war. Dass dieses erreicht und dass der Widerstand in den beiden Stromzweigen gleich war, sah man an der Ruhe der Magnetnadel in dem Galvanometer.

Auf diese Weise wurden zunächst die sechs Rollen unter einander bei verschiedenen bekannten Temperaturen verglichen, um bei diesen die Unterschiede ihrer Widerstände zu bestimmen und aus den späteren Veränderungen derselben die Veränderungen der Temperaturen ermitteln zu können. Ein solcher Vergleich war gleich nach der Herstellung der Widerstands-Thermometer in Berlin im April 1892 erfolgt. Da sich aber erfahrungsmässig die Widerstände in der ersten Zeit nach der Herstellung noch verändern, musste ein neuer Vergleich vor der

Benutzung in Grönland, welche bei dem ersten Eindringen des Frostes in das Eis im Oktober begann, vorgenommen werden. Bei diesem Vergleich waren seit der Herstellung schon sechs Monate vergangen, und man durfte von da an eine Unveränderlichkeit der Widerstände bei verschiedenen Temperaturen und somit auch der Temperaturkoeffizienten erwarten. Ein letzter Vergleich der Rollen in Berlin nach meiner Rückkehr im Dezember 1893 hat diese Erwartung bestätigt und die Brauchbarkeit der im Oktober 1892 ermittelten Konstanten für die darauf ausgeführten Messungen erwiesen.

Der Vergleich der sechs Rollen im Oktober 1892 wurde bei Temperaturen von 0°, — 7,4° und — 21,2° ausgeführt. Die erste Temperatur wurde in einem starker Kälte ausgesetzten Wassereimer, die zweite in einer mit Schnee erfüllten Wanne, die dritte in einer Mischung von Schnee und Kochsalz erzielt und während der ganzen Dauer der Messungen erhalten, wie die an verschiedenen Stellen in die betreffenden Behälter eingelegten Quecksilber-Thermometer anzeigten. Es wurde stets längere Zeit gewartet, bis sich die Temperatur der Umgebung den Widerstandsrollen sicher mitgeteilt hatte. Die Temperatur des Rheostaten kommt wenig in Betracht, weil Neusilber einen sehr geringen Temperaturkoeffizienten besitzt, nämlich nach F. Kohlrausch[1] im Durchschnitt nur 0,0004 in Teilen des Ganzen. Es wurde jedoch der Sicherheit halber sowohl bei den Vergleichsmessungen, wie bei allen späteren Temperaturbestimmungen des Eises die Temperatur des Rheostaten an einem daraufgelegten Quecksilber-Thermometer abgelesen und berücksichtigt. Da bei allen meinen Bestimmungen die Temperatur des Rheostaten unter 0° war, waren die zur Abgleichung eingeschalteten Widerstände stets etwas kleiner, als die gleichen Einschaltungen es bei 0° gewesen wären, d. h. als die Zahl Ohm, welche am Rheostaten abgelesen wird. Mithin ist von jeder Ablesung eine geringe Korrektion in Abzug zu bringen. Dieselbe ist

$$-0{,}0004\, r\, t_r,$$

wenn r die betreffende Ablesung und t_r die Temperatur des Rheostaten ist, wobei ich den mittleren Temperaturkoeffizienten für Neusilber annehme. Dieses Korrektionsglied ist stets berücksichtigt worden.

Der Vergleich der sechs Rollen bei bekannten Temperaturen führte nun zunächst zu folgendem Ergebnis. Ich bezeichne mit c die Kupferrollen, mit n die Nickelinrollen, und mit den beigefügten Zahlen die Nummern, welche auf den Kapseln der betreffenden Rollen eingraviert waren.

$$\left.\begin{aligned} n_2 &= n_5 \\ c_1 + 28{,}5 \text{ Ohm} &= n_5 \\ c_3 + 25{,}6 \quad \text{,,} \quad &= n_5 \\ c_4 + 29{,}2 \quad \text{,,} \quad &= n_5 \\ c_6 + 28{,}8 \quad \text{,,} \quad &= n_5 \end{aligned}\right\} \text{ bei } t_c = t_n = 0^\circ.$$

[1] Leitfaden der praktischen Physik, VI. Auflage, Leipzig 1887, S. 208.

Wenn man nun n_5 bei der Temperatur 0° belässt und die anderen Rollen auf die oben angegebenen Temperaturen von — 7,4°, beziehungsweise — 21,2° abkühlt, wird der Widerstand derselben geschwächt, und man muss mehr Widerstand im Rheostaten einschalten, um das Gleichgewicht mit n_5 wieder herzustellen. Die Differenz der neuen Rheostaten-Ablesungen mit den obigen bei 0°, dividiert durch die Differenz der neuen Temperaturen und der obigen von 0°, ergiebt die Veränderungen des Widerstandes der einzelnen Rollen für 1° C., also die Temperatur-Koeffizienten der Rollen. Aus einer grösseren Reihe von Messungen sind die folgenden Werte abgeleitet:

Temperaturkoeffizienten der Widerstandsrollen.

$$kn_2 = kn_5 = 0{,}092$$
$$kc_1 = 1{,}84$$
$$kc_3 = 1{,}87$$
$$kc_4 = 1{,}78$$
$$kc_6 = 1{,}83.$$

Bei den Temperaturmessungen im Eise brauche ich nun nur umgekehrt die Differenz der jedesmal erfolgten Rheostaten-Ablesung und der obigen bei 0° durch diese Koeffizienten zu dividieren, um die gesuchte Temperatur der betreffenden Rolle zu erhalten, wenn ich den Vergleich der c Rollen mit einer der n Rollen ausführe, und die Temperatur dieser gleich 0° ist. Wenn die n Rollen selbst auch unter 0° abgekühlt sind, tritt zu der Rheostaten-Ablesung eine positive Korrektion hinzu, weil dann der Widerstand von n, mit dem ich jenen von c in das Gleichgewicht bringe, kleiner ist, als er es bei den Vergleichsbestimmungen war, wo die Temperatur von n $t_n = 0$ war.

Unter Berücksichtigung dieser Korrektion und der früher erwähnten, welche aus der Temperatur des Rheostaten folgt, ergiebt sich allgemein die Temperatur t_c einer Kupferrolle aus der jeweiligen Rheostaten-Ablesung r, aus den Temperaturen t_r und t_n des Rheostaten, beziehungsweise der Nickelinrolle, aus den Temperatur-Koeffizienten k_c der Kupferrollen und den Widerstandsdifferenzen d_c bei 0°:

$$t_c = \frac{r - 0{,}0004 \,.\, r \,.\, t_r + 0{,}092\, t_n - d_c}{k_c},$$

wobei für k_c und d_c die für die betreffenden Kupferrollen oben angegebenen Werte einzusetzen sind. Mit welcher Nickelinrolle der Vergleich ausgeführt ist, ist gleichgültig, weil beide vollkommen gleichwertig waren. Die Temperatur der Nickelinrolle wurde mit genügender Sicherheit ermittelt, indem ich ein Thermometer in die Schneeumhüllung der Rolle einlegte. Selbst wenn die Temperatur des Schnees jener der darin befindlichen Rolle nicht genau entsprochen hätte, würde das für das Resultat ohne Belang sein, weil der Temperaturkoeffizient der Nickelinrolle so gering ist.

Die Widerstands-Thermometer wurden dort verwandt, wo der Gebrauch von Quecksilber-Thermometern ungeeignet oder unmöglich erschien. So wurde die Kapsel von c_6 der Länge nach derartig auf die Oberfläche des Eises gelegt, dass der halbe Querschnitt in und der andere halbe über dem Eise war; der letztere wurde noch mit einer ganz dünnen Eisschicht überzogen. Ich wollte auf diese Weise die Temperatur der Oberfläche selbst messen zum Vergleich mit den Temperaturen, welche jedesmal dicht über der Oberfläche mit einem Quecksilber-Thermometer bestimmt wurden. Das Thermometer c_4 konnte erst etwas später als die anderen in Gebrauch genommen werden, weil während der ersten Konstantenbestimmung bei der Nulltemperatur Wasser in die Kapsel gedrungen war, welches den ganzen Leitungsvorgang naturgemäss störte. Nachdem das Thermometer auseinandergenommen und gründlich gereinigt war, liess sich die Konstantenbestimmung vollkommen sicher ausführen, wie die Prüfung nach meiner Rückkehr im Dezember 1893 bestätigt hat; dieselbe ergab ganz die gleichen Werte, wie diejenigen, welche ich nach der Reinigung im Herbst 1892 gefunden hatte. Dieses Thermometer c_4 wurde in ein Bohrloch von 2,20 m Tiefe eingeführt und bot dort einen willkommenen Ersatz für das Quecksilber-Thermometer, welches bis dahin in dieser Tiefe benutzt war und dessen Herausnahme und Isolierung stets viel Mühe gekostet hatte. Die Thermometer c_1 und c_3 endlich wurden bis zu Tiefen von 5,40 m, beziehungsweise 8,90 m eingesenkt und zeigten den Temperaturgang in einer engen Spalte, welche bald nach der Einführung teils mit Schnee erfüllt, teils auch durch Zusammendrücken der Spaltenwände in der Tiefe verschlossen wurde.

Zur Ergänzung der Ergebnisse wurden im Eise des Grossen Karajak noch zuerst fünf, später vier Quecksilber-Thermometer in denjenigen Tiefen verwandt, welche in der Tabelle angegeben sind. Das fünfte wurde im Dezember 1892 durch das Widerstands-Thermometer c_4 ersetzt; die Bestimmung, welche bei der ersten Ablesung mit beiden ausgeführt ist, zeigt eine gute Übereinstimmung zwischen den Resultaten der elektrischen und der gewöhnlichen thermometrischen Methode. Ausserdem wurde häufig auch die Temperatur dicht über und dicht unter der Oberfläche des Schnees und des Eises bestimmt, und zwar über der Oberfläche des Schnees, indem ein Quecksilber-Thermometer auf den Schnee gelegt, und unter, indem ein Quecksilber-Thermometer unter die oberste Schneelage eingeführt wurde; über der Eisoberfläche, indem ein Quecksilber-Thermometer durch den Schnee gesteckt wurde, bis sein Gefäss auf das Eis aufstiess, und unter, wie erwähnt, auf elektrischem Wege mit dem Widerstands-Thermometer c_6. Falls auf dem Eise kein Schnee lag, was in den Tabellen an dem Ausfall der Messungen auf der Schneeoberfläche kenntlich ist, wurde die Temperatur über der Eisoberfläche an einem daraufgelegten Thermometer abgelesen. Die Temperatur der Luft wurde bei jeder Messungsreihe mehrfach bestimmt, und dann wurde aus den gefundenen Werten das Mittel genommen. Die Kältesumme der Luft seit der vorangehenden Messung, also die Summe der mittleren Tages-Temperaturen (Seite 415), ist den

Stationsbeobachtungen Dr. Stade's entnommen. An der Thermometerstelle auf dem Grossen Karajak war sie freilich im Durchschnitt etwas geringer, weil dieselbe 175 m hoch, also 147 m höher als die meteorologische Station lag, und die Abnahme der Temperatur mit der Höhe auf dem Karajak-Nunatak nach Dr. Stade (Band II, Teil II, Kapitel V):

bei Föhnwinden	1,4°	für 100 m
bei sonstigen Landwinden	1,3°	
bei Seewinden	0,5°	
bei Windstille	0,4°	

betrug, während der theoretische Wert der Temperatur-Zunahme in einem herabsinkenden Luftstrom zu 1,0° für 100 m berechnet und bei dem Schweizer Föhn zu 0,97° gefunden ist. Da der auf dem Karajak-Nunatak thatsächlich vorhandene Wert nach dem obigen nicht unwesentlich schwankt und unter Umständen auch eine Zunahme der Temperatur mit der Höhe eintreten kann, habe ich es vorgezogen, die Kältesummen so anzugeben, wie sie auf der Station gemessen sind, ohne die unsichere Reduktion auf die Höhe des Eises von 175 m vorzunehmen. Es genügt der Hinweis, dass die Temperatur auf dem Grossen Karajak im Durchschnitt etwas geringer war, als die Tabelle besagt.

Um das Eindringen der Kälte in das Inlandeis mit dem Vordringen der Kälte in einer im Wachstum begriffenen Binnenseeeisdecke vergleichen zu können, hatte ich auf Tasiusak eine ähnliche Einrichtung, wie auf dem Grossen Karajak-Eisstrom getroffen, indem ich fünf Quecksilber-Thermometer in verschiedene Tiefen der Eisdecke einführte. Da die Dicke der letzteren nicht über 1,50 m hinauskam, war die Verwendung von Widerstands-Thermometern hier nicht notwendig. Wie auf dem Grossen Karajak wurden die Quecksilber-Thermometer in Bambusrohr eingelegt und von der Rohrwand nur die eine Seite vor der Skala entfernt. Um Veränderungen des Thermometerstandes beim Herausziehen zu vermeiden, wurden die Gefässe noch mit Hede umwickelt und so die Thermometer träge gemacht. Die Bohrlöcher neben dem Bambus wurden mit Schnee und Hede verstopft, um das Eindringen der Temperaturen durch das Loch zu verhindern. Die Tiefe der fünf Thermometerlöcher wurde bei der zunehmenden Eisdicke verschiedene Male verändert, um stets Werte möglichst aus der ganzen Dicke der Eisdecke zu erhalten. Die Messungen der Oberflächen-Temperaturen sind ebenso wie beim Grossen Karajak ausgeführt. Die Kältesumme seit der vorangehenden Messung ist auch hier den Stationsbeobachtungen entnommen. Da die Oberfläche des Sees 191 m hoch, also 163 m höher als die Station lag, war die Temperatur auf dem See im Durchschnitt etwas niedriger, als die Tabelle besagt.

Wir vergleichen nun die nachstehenden Tabellen unter einander und in jeder die einzelnen Spalten unter sich.



Die Temperaturen des Eises.

1. Temperaturen auf und in dem Eise des Grossen Karajak-Eisstroms bei 175 m Meereshöhe (in Grad Celsius).

Datum	Kältesumme seit der vorangehenden Messung	Luft während der Messung	Schneeoberfläche		Eisoberfläche		Eis in der Tiefe von					Spalte in der Tiefe von	
			oben	unten	oben	unten	0,15 m	0,40 m	0,65 m	1,18 m	2,20 m	5,40 m	8,90 m
30. X. 92	—	— 10,5	—	—	— 14,3	—	— 11,0	— 8,1	— 6,2	— 2,9	— 0,3	— 3,0*	— 3,3*
31. X. 92	— 7,3	— 2,6	—	—	— 7,5	—	— 9,2	— 8,8	— 6,9	— 3,5	— 0,6	— 4,8	— 3,2
6. XI. 92	— 25,5	— 14,8	—	—	— 16,9	—	— 11,9	— 8,2	— 6,8	— 4,7	— 3,1	— 6,4	— 3,9
10. XI. 92	— 39,3	— 9,8	—	—	— 10,8	—	— 10,9	— 9,6	— 8,5	— 6,0	— 2,7	— 6,0	— 4,1
12. XI. 92	— 19,2	— 3,9	— 8,0	— 8,6	— 7,6	—	— 10,3	— 10,4	— 9,4	— 6,5	— 3,0	—	—
14. XI. 92	— 13,6	— 13,5	— 15,4	— 15,2	— 14,8	—	— 12,8	— 10,8	— 9,5	— 6,7	— 3,4	—	—
19. XI. 92	— 59,8	— 7,2	— 10,1	— 10,9	—	—	— 11,0	— 11,5	— 10,7	— 7,8	— 4,2	— 8,1	— 5,8
20. XI. 92	— 5,7	+ 1,8	+ 0,4	0,0	—	—	— 7,8	— 10,0	— 9,8	— 7,9	— 4,4	—	—
21. XI. 92	+ 1,7	— 0,5	— 1,6	— 2,0	—	—	— 3,0	— 5,6	— 6,6	— 7,3	— 2,7	—	—
23. XI. 92	— 4,6	— 6,9	— 12,5	— 12,0	— 8,8	—	— 6,3	— 6,2	— 6,5	— 6,5	— 4,8	— 4,6	— 4,2
25. XI. 92	— 14,4	— 13,2	— 13,8	— 13,0	—	—	— 8,6	— 7,5	— 7,1	— 6,3	— 4,6	—	—
26. XI. 92	— 12,2	— 22,0	— 22,6	— 22,6	— 12,4	—	— 12,0	— 8,7	— 7,5	— 6,3	— 4,6	—	—
27. XI. 92	— 21,4	— 19,8	— 20,8	— 21,0	— 14,3	—	— 15,9	— 11,5	— 9,1	— 6,6	— 4,6	—	—
28. XI. 92	— 19,2	— 18,9	— 19,6	— 20,5	— 13,6	—	— 15,9	— 12,5	— 10,4	— 7,1	— 4,6	—	—
29. XI. 92	— 16,5	— 13,0	— 14,1	— 14,5	— 14,0	—	— 15,4	— 13,1	— 11,1	— 7,8	— 4,7	— 4,4	— 4,2
30. XI. 92	— 11,3	— 3,9	— 5,6	— 6,0	— 9,0	—	— 11,2	— 11,5	— 10,9	— 8,5	— 4,9	—	—
1. XII. 92	— 3,1	— 10,8	— 12,5	— 12,2	— 10,0	—	— 10,1	— 10,0	— 10,0	— 8,7	— 5,0	— 4,3	— 3,9

* bezeichnet die Zahlen, von denen aus alle in derselben Spalte darunter folgenden mit den Widerstands-Thermometern gemessen worden sind.

Datum	Kältesumme seit der vorangehenden Messung	Luft während der Messung	Schneeoberfläche		Eisoberfläche		Eis in der Tiefe von					Spalte in der Tiefe von	
			oben	unten	oben	unten	0,15 m	0,40 m	0,65 m	1,18 m	2,20 m	5,40 m	8,90 m
12. XII. 92	— 103,7	— 15,2	— 19,5	— 20,5	— 14,9	—	— 14,6	— 12,4	— 10,5	— 9,5	— 6,6	— 4,0*	— 3,9*
14. XII. 92	— 22,8	— 11,1	— 12,5	— 12,1	— 11,6	—	— 13,5	— 12,6	— 11,3	— 9,1	— 6,3	— 4,1	— 4,0
24. XII. 92	— 77,9	+ 3,8	— 2,6	— 2,6	— 4,5	— 3,7*	—	—	—	—	—	— 4,4	— 4,4
12. I. 93	— 112,2	— 1,0	— 5,6	— 6,0	—	— 7,2	— 6,1	— 6,2	— 6,4	— 6,5	— 6,1 — 5,7*	— 4,5	— 4,6
23. I. 93	— 114,8	— 29,3	— 35,5	— 35,2	—	— 10,8	—	—	—	—	— 5,3	— 4,5	— 4,5
2. II. 93	— 215,3	**— 32,0**	**— 38,0**	**— 36,5**	**— 27,6**	— 18,8	**— 26,3**	— 23,3	— 18,4	— 13,8	— 5,8	— 4,9	— 4,0
6. II. 93	— 97,6	— 25,5	— 27,9	— 27,6	—	**— 19,2**	— 25,9	**— 23,9**	—	—	— 6,9	— 4,2	— 5,0
13. II. 93	— 145,1	— 23,9	— 26,4	— 26,5	— 23,5	— 17,3	— 21,9	— 20,6	**— 20,1**	—	— 7,8	— 4,9	— 5,5
18. II. 93	— 83,2	— 4,4	— 6,3	— 8,9	— 18,0	— 14,5	— 16,1	— 16,6	— 16,0	**— 13,8**	— 8,4	— 5,4	— 5,8
21. II. 93	— 5,8	— 4,5	— 5,5	— 6,1	—	— 5,5	— 9,8	— 12,0	— 12,4	— 12,3	— 8,8	— 5,9	— 6,0
25. III. 93	— 446,7	— 19,2	—	—	—	— 12,0	—	—	—	—	— 8,9	— 6,8	— 7,1
27. III. 93	— 40,2	— 18,2	— 13,5	— 13,6	— 13,3	— 12,9	—	— 15,9	— 14,1	— 12,6	**— 9,0**	— 6,8	— 7,1
4. IV. 93	— 128,8	— 2,0	— 0,8	— 2,2	— 7,1	— 11,7	— 13,6	— 13,6	— 13,1	— 11,7	— 8,9	— 7,0	— 7,2
14. IV. 93	— 98,5	— 11,5	— 5,2	— 5,0	—	— 10,9	— 12,0	— 12,2	— 11,7	— 10,8	— 8,8	— 7,2	— 7,4
19. V. 93	— 333,6	— 7,9	—	—	—	— 5,1	—	—	—	—	— 7,0	— 6,5	— 6,8
27. V. 93	— 28,0	+ 3,9	—	—	—	— 0,8	—	—	—	—	— 6,9	*— 1,0	— 5,1
31. V. 93	+ 17,2	+ 0,8	—	—	—	(+ 0,2)	+ 0,1	—	—	—	— 5,7	+ 0,1	—
13. VI. 93	+ 40,7	+ 0,4	—	—	—	(+ 0,4)	—	—	—	—	— 3,9	+ 0,2	—
27. VI. 93	+ 91,8	+ 0,6	—	—	—	(+ 0,4)	—	—	—	—	0,0	+ 0,2	—

* bezeichnet die Zahlen, von denen aus alle in derselben Spalte darunter folgenden mit den Widerstands-Thermometern gemessen worden sind.

2. Temperaturen auf und in der Eisdecke von Tasiusak bei 191 m Meereshöhe (in Grad Celsius).

Datum	Kältesumme seit der vorangehenden Messung	Luft während der Messung	Schneeoberfläche		Eisoberfläche		Eis in der Tiefe von					Eisdicke
			oben	unten	oben	unten	0,08 m	0,16 m	0,29 m	0,38 m	0,45 m	
13. XI. 92	—	— 9,4	— 9,4	—	— 9,4	—	—	—	—	—	—	42,0 cm
23. XI. 92	— 77,4	— 9,7	— 11,9	— 10,8	—	—	— 4,1	— 2,9	— 2,0	— 1,5	— 0,9	51,5
25. XI. 92	— 14,4	— 13,0	— 13,5	— 12,5	—	—	— 4,0	— 3,6	— 2,5	— 1,6	— 1,0	52,5
26. XI. 92	— 12,2	— 22,0	— 22,4	— 21,0	— 11,0	—	— 4,6	— 3,6	— 2,2	— 1,6	— 0,8	52,5
27. XI. 92	— 21,4	— 19,5	— 19,0	— 18,0	— 14,4	—	— 7,9	— 6,4	— 3,7	— 2,7	— 1,6	54,0
28. XI. 92	— 19,2	— 18,6	— 19,2	— 17,5	— 16,3	—	— 9,1	— 7,6	— 4,5	— 3,4	— 2,0	55,0
29. XI. 92	— 16,5	— 12,0	— 12,7	— 13,0	— 12,1	—	— 8,2	— 6,6	— 4,7	— 3,6	— 1,5	56,0
30. XI. 92	— 11,3	— 4,0	— 4,5	— 4,6	— 4,6	—	— 4,2	— 3,7	— 2,9	— 2,4	— 1,1	58,5
1. XII. 92	— 3,1	— 11,1	— 11,5	— 10,5	— 9,3	—	— 4,9	— 3,3	— 2,0	— 1,6	— 0,7	57,5
2. XII. 92	— 9,6	— 19,1	— 25,5	— 24,4	— 5,0	—	— 3,2	— 2,6	— 2,0	— 1,6	— 0,9	57,0
12. XII. 92	— 94,1	— 15,0	— 18,5	— 17,5	— 8,0	—	—	—	— 3,0	—	— 1,9	63,5
							Eis in der Tiefe von					
							0,17 m	0,26 m	0,38 m	0,48 m	0,55 m	
14. XII. 92	— 22,8	— 10,8	— 11,6	— 10,6	— 5,9	—	— 4,8	— 3,9	— 2,6	— 1,9	— 1,2	65,0
21. XII. 92	— 92,8	+ 1,7	— 1,6	— 1,7	— 3,0	—	— 3,6	— 3,1	— 2,5	— 2,0	— 1,6	74,0
24. XII. 92	+ 14,9	+ 5,4	+ 1,5	0,0	— 0,1	—	0,0	+ 0,3	— 0,4	— 0,0	— 0,3	74,0
							Eis in der Tiefe von					
							0,20 m	0,30 m	0,44 m	0,58 m	0,69 m	
12. I. 93	— 112,2	0,0	—	—	— 3,5	—	— 3,5	— 2,6	— 1,5	— 0,8	— 0,4	80,5
23. I. 93	— 114,8	— 29,0	— 30,5	— 25,8	—	—	— 12,5	— 11,5	— 8,9	— 6,1	— 3,9	88,5
28. I. 93	— 100,3	— 26,8	— 26,9	— 27,0	—	—	— 18,1	— 14,9	— 11,7	—	—	95,0

Datum	Kältesumme seit der vorangehenden Messung	Luft während der Messung	Schneeoberfläche oben	Schneeoberfläche unten	Eisoberfläche oben	Eisoberfläche unten	Eis in der Tiefe von 0,22 m	0,34 m	0,49 m	0,67 m	0,89 m	Eisdicke
1. II. 93	— 90,9	— 24,5	— 25,0	— 25,0	–	–	— 19,1	— 16,5	— 12,2	— 8,0	— 2,3	99,5
2. II. 93	— 21,1	— 28,6	— 30,9	— 30,1	–	–	— 20,1	— 17,1	— 12,6	— 8,5	— 2,5	–
6. II. 93	— 37,6	— 23,5	— 21,5	— 30,8	— 18,6	–	— 18,0	— 16,1	— 12,6	— 9,1	— 5,5	108,0
7. II. 93	— 22,3	— 25,5	— 27,0	— 26,3	— 20,6	–	— 17,5	— 15,2	— 11,8	— 8,5	— 5,1	105,5
11. II. 93	— 85,3	— 23,7	— 25,6	— 25,0	— 18,1	—	— 16,2	— 14,6	— 11,5	— 8,1	— 6,3	116,5
13. II. 93	— 37,5	— 23,1	— 22,1	— 21,1	— 16,9	—	— 15,0	— 13,1	— 10,7	— 7,9	— 6,2	118,0
							Eis in der Tiefe von 0,22 m	0,46 m	0,61 m	0,82 m	1,05 m	
18. II. 93	— 85,2	— 0,5	— 5,0	— 7,5	— 9,4	—	— 10,1	— 8,0	— 6,3	— 4,2	— 3,5	120,5
19. II. 93	— 6,7	— 0,4	— 5,2	— 6,6	— 7,3	—	— 7,4	— 6,6	— 5,5	— 4,0	— 3,5	120,5
21. II. 93	+ 0,9	— 4,2	— 4,5	— 5,4	— 5,5	—	— 5,1	— 4,5	— 3,6	— 2,6	— 3,0	121,5
23. II. 93	— 10,8				–	—	— 7,9	— 5,1	— 3,9	— 2,5	— 2,9	124,0
3. III. 93	— 123,7	— 15,8	— 13,2	— 15,6	— 14,2	—	— 11,6	— 11,0		— 5,4	— 5,4	125,3
8. III. 93	— 51,4	— 11,2	— 11,6		—	—	— 10,5	— 7,1	— 5,7	— 5,5	— 4,0	129,8
15. III. 93	— 65,9	— 21,4	— 15,5	— 20,8	—	—	— 11,6	— 11,2	— 8,4	— 5,4	— 5,0	129,6
21. III. 93	— 157,4	— 15,6	— 17,0	— 17,6	— 11,9	—	— 11,0	— 10,0	— 8,5	— 6,3	— 6,0	137,3
25. III. 93	— 87,5	— 18,4	— 16,4	— 15,0	— 9,0	—	— 7,3	— 6,5	— 5,5	— 4,5	— 4,7	139,5
							Eis in der Tiefe von 0,22 m	0,48 m	0,72 m	1,00 m	1,27 m	
27. III. 93	— 40,2	— 18,6	— 15,4	— 13,9	— 8,4		— 7,2	— 6,1	— 4,6	— 2,5	— 2,9	141,0
1. IV. 93	— 85,1	— 14,9	— 15,0	— 17,5	— 6,4	—	— 5,5	— 5,0	— 3,8	— 2,1	— 2,9	143,5
4. IV. 93	— 45,7	— 4,7	— 4,5	— 6,8	— 5,4	—	— 5,6	— 5,1	— 3,9	— 2,0	— 2,9	141,0
5. IV. 93	— 4,0	— 11,1	–	— 10,1	—	—	— 5,0	— 4,7	— 3,6	— 2,0	— 2,9	146,0
14. IV. 93	— 94,5	— 14,2	— 16,1	— 17,0	— 8,8	—	— 6,4	— 5,2	— 3,6	— 1,5	— 2,7	144,0
22. IV. 93	— 98,1	— 17,2	— 20,4	— 20,5	— 8,4	—	— 6,5	— 5,5	— 3,6	— 1,5	— 3,9	148,2
27. IV. 93	— 82,0	— 7,9	— 7,7	— 9,0	— 7,4	—	— 7,8	— 6,9	— 5,1	— 2,9	— 3,5	150,3
26. V. 93	— 179,6	+ 0,8	— 1,8	— 0,4	— 0,1	—	(— 1,4)	(— 1,0)	(— 0,7)	(— 0,1)	—	150,0

Vergleich der Luft- und der Oberflächen-Temperaturen.

Das Verhältnis der Lufttemperatur zu derjenigen, welche das auf die Schneeoberfläche gelegte Thermometer anzeigte, entspricht in der überwiegenden Mehrzahl der Fälle der gewöhnlichen Erfahrung; dicht über dem Schnee ist es nicht unerheblich kälter, als in Manneshöhe in der Luft. Von dieser Regel machen von den 26 gleichzeitigen Messungen auf dem grossen Karajak nur 3 und von den 37 gleichzeitigen Beobachtungen auf Tasiusak 10 eine Ausnahme. Dabei fällt in die Zeit, in welcher die Sonnenstrahlen die betreffenden Beobachtungsstellen überhaupt nicht erreichten, nur eine einzige Ausnahme von unerheblichem Betrage. Die 12 übrigen fanden alle im Frühjahr statt, und zwar fielen die vom Februar und März mit Nebel, Dunst oder Schneefall, die späteren mit hellem Sonnenschein zusammen. In den letzteren Fällen wurde das Thermometer von den Sonnenstrahlen getroffen, weil es ganz frei lag. Wenn also weder die Ausstrahlung durch Nebel vermindert, noch die Messung durch Sonnenschein gestört wurde, war die Temperatur dicht über dem Schnee stets kälter, als in Manneshöhe; der Überschuss wuchs mit steigender Kälte und erreichte Beträge von über 6°.

Ein Vergleich der dicht über und der dicht unter der Oberfläche des Schnees gemessenen Temperaturen zeigt auf dem Grossen Karajak nur geringe Verschiedenheiten, deren absoluter Betrag im Durchschnitt nur 0,6°, deren Mittel aber erheblich geringer ist, weil bald die Unterseite ein wenig kälter ist, als die obere, bald umgekehrt. Bei der ersteren kommt es etwas häufiger vor, doch ist eine Regel nicht zu erkennen. Nur bei einzelnen, etwas stärkeren Differenzen ist der Grund der Abweichung zu sehen. So findet sich ein Kälteüberschuss von 1,5° auf der Oberseite am 2. Februar 1893 als Folge einer schnellen und starken Abkühlung der Lufttemperatur, welche die Ausstrahlung der Oberfläche steigerte. Andererseits findet sich ein Kälteüberschuss von 2,6° beziehungsweise 1,4° an der Unterseite der Oberfläche nach einer plötzlichen starken Erwärmung der Luft am 18. Februar 1893 und am 4. April 1893. In diesen Fällen sind also die obersten Schneelagen den Temperaturveränderungen der Oberfläche nicht sogleich gefolgt, so dass die Abweichungen die Grösse von 1° C. noch übertreffen. In allen anderen Fällen sind die Verschiedenheiten zwischen Ober- und Unterseite ganz gering und auch ihrem Sinne nach wechselnd.

Auf Tasiusak ist in den Wintermonaten bis zum Februar die Oberseite des Schnees meistens kälter als die Unterseite, und zwar durchschnittlich um 1° C., während es von Februar an häufiger umgekehrt ist. Der Grund liegt darin, dass in der ersten Zeit die Messungen auf Tasiusak bei ungestörter Ausstrahlung stattfanden, während der See von Februar an schon von den Sonnenstrahlen getroffen wurde. Die Oberfläche des Sees war freier und dazu gleichmässiger mit Schnee bedeckt, als die Beobachtungsstelle auf dem Grossen Karajak; daher kommt es, dass sowohl die Wirkung der Ausstrahlung, wie die der Einstrahlung bei Sonnenschein

im Mittel mehr hervortritt als dort. In extremen Fällen sind ausserdem auf Tasiusak stärkere Veränderungen in der Luft auch von grösseren Temperaturdifferenzen zwischen der Ober- und der Unterseite des Schnees gefolgt; so bewirkte die starke Abkühlung vom 23. Januar 1893 einen Kälteüberschuss der Oberseite um 4,7°, und die Sonnenbestrahlung vom 13. März 1893 einen Kälteüberschuss an der Unterseite um 5,3°. Auch diese Extreme sind grösser, als an der mehr geschützten Beobachtungsstelle auf dem Grossen Karajak-Eisstrom.

Die Oberfläche des Eises ist an beiden Beobachtungsstellen in der Regel wärmer, als die Oberfläche des Schnees, wie es nicht anders zu erwarten ist, da die Kälte von oben eingeht und zuerst den Schnee zu durchdringen hat, ehe sie das Eis erreicht. Die grösste Differenz, welche ich gemessen habe, fand sich am 2. Dezember 1892 auf Tasiusak nach einem reichlichen Falle von Neuschnee und betrug **19,4°** C. Dieser besonders grosse Betrag rührt von den Wärmeströmen her, welche stets von der Unterseite des Eises ausgehend die Decken von Seen durchdringen, wie ich gleich erörtern werde, und welche in diesem Falle durch die neu gebildete Schneedecke verhindert wurden, das Eis zu verlassen, wie man aus der Steigerung der Temperaturen auch in den obersten Lagen der Eisdecke am 2. Dezember 1892 erkennt. Indessen findet sich auch auf dem Grossen Karajak, wo solche Wärmeströmungen fehlen, am 26. November 1892 eine Differenz zwischen den Temperaturen der Eis- und der Schneeoberfläche von über 10° und an andern Tagen solche, die nahe daran liegen; diese grossen Unterschiede sind die Folge einer schnellen Abkühlung der Lufttemperatur, welche sich schon den obersten Schneelagen mitgeteilt hat, aber noch nicht bis zum Eise vorgedrungen ist.

Die Oberfläche des Eises ist andererseits kälter als die Oberfläche des Schnees, wenn die Luft sich plötzlich erwärmt hat, wie die Beobachtungen auf dem Grossen Karajak vom 24. Dezember 1892, 18. Februar und 4. April 1893, und auf Tasiusak vom 21. Dezember 1892, sowie vom 18.—21. Februar 1893 beweisen; in diesen Fällen hat sich die Erwärmung der Luft schon den obersten Schneelagen mitgeteilt, aber die Oberfläche des Eises noch nicht erreicht.

Die Ober- und die Unterseite der Eisoberfläche unterscheiden sich nach den vorliegenden sechs gleichzeitigen Messungen auf dem Grossen Karajak in derselben Weise, wie die Ober- und Unterseite der Schneeoberfläche. Die betreffenden Messungen sind indessen beim Eise nicht unmittelbar mit einander vergleichbar, weil die Stelle, in welcher die Temperaturen der Unterseite gemessen wurden, von einer dickeren Schneedecke bedeckt war, als diejenige, wo ich die Temperaturen der Oberseite feststellte. Der Schnee lag auf dem Grossen Karajak ungleichmässig verteilt, jedoch in der Gegend der Thermometer nicht tief.

Der Wärmeüberschuss des Binnenseeeises.

Wenden wir uns nun zu den Temperaturen des Eises selbst, so ist zunächst eine ständige Differenz zwischen den Temperaturen im Eise des Grossen Karajak und in der Decke von Tasiusak in gleicher Tiefe zu bemerken; unter fast

denselben äusseren Verhältnissen und bei fast gleicher Meereshöhe ist das Eis des Sees stets erheblich wärmer, als das Eis des Grossen Karajak. Die Differenz ist an den Oberflächen am geringsten und wächst von da nach der Tiefe, weil die Temperatur des Seeeises in dieser Richtung schneller zunimmt, als die des Grossen Karajak. Die grösste Differenz liegt in der Tiefe der jeweiligen Eisdicke des Sees, weil in derselben im Seeeis die Nulltemperatur herrschen muss, während in der gleichen Tiefe auf dem Grossen Karajak noch erhebliche Kältegrade bestehen können.

Wenn wir die Temperaturen in diesen Tiefen für den Grossen Karajak und für die Eisdecke von Tasiusak zu den entsprechenden Temperaturen in der Nähe der beiden Oberflächen, also etwa bei 15 cm Tiefe, addieren und die Summen halbieren, erhalten wir eine rohe Annäherung an die mittleren Temperaturen zwischen den Oberflächen der beiden Eisbildungen und den Tiefen, welche der jeweiligen Eisdicke des Sees entsprechen. Die genauen Mittel müssten anders gebildet werden, weil die Zunahme der Temperatur mit der Tiefe, welche wir als das Kältegefälle bezeichnen, im allgemeinen nicht proportional der Tiefe, sondern nach anderen Gesetzen erfolgt, wie wir gleich erörtern werden; für die vorliegende Betrachtung genügen indessen die rohen Mittel. Ein Vergleich derselben für das Eis von Tasiusak und das des Grossen Karajak zeigt, dass das erstere im November 8 bis 10 Grad Celsius wärmer ist, als das letztere, dass dieser Wärmeüberschuss im Februar im Durchschnitt 10 bis 12 Grad beträgt und im April wieder auf 8 bis 10 Grad sinkt. Von diesem allgemeinen Gang der Differenzen machen einige Tage im Dezember und Januar eine Ausnahme, in welchen der Wärmeüberschuss des Seeeises plötzlich geringer wird.

Die Gründe für den allgemeinen Gang, wie für die plötzlichen Störungen kann man aus den Tabellen erkennen. Man sieht zunächst, dass das Wachstum des mittleren Wärmeüberschusses im Seeeis bis zum Februar ausschliesslich auf dem Wachstum der Differenzen in den Tiefen der jeweiligen Eisdicke beruht, welche um so grösser werden, je länger die Kälte auf das Eis einwirkt, weil diese im Eise von Tasiusak immer nur bis zu der jeweiligen Eisdicke vordringt, während die Temperatur im Grossen Karajak auch über diese Tiefe hinaus erniedrigt werden kann. Da in der Nähe der Oberflächen der Wärmeüberschuss des Seeeises in der gleichen Zeit eher geringer wird, ist das Wachstum der Differenzen in der Tiefe allein an der Verstärkung des mittleren Wärmeüberschusses im Februar schuld.

In der gleichen Zeit ist aber auch die Eisdicke auf Tasiusak gewachsen und die Kälte allmählich auch hier weiter vorgedrungen. Die Folge davon ist, dass auf die kräftige Zunahme der mittleren Differenzen bis zum Februar darnach eine Abnahme folgt, weil nun auch die tieferen Lagen des Seeeises durchkühlt werden. Da gleichzeitig auch die Differenzen in der Nähe der Oberfläche weiter verringert werden, nehmen von Februar bis April die mitteren Wärmeüberschüsse des Seeeises naturgemäss wieder ab; denn die Verringerung der Differenzen in der Nähe der Oberfläche, welche als Folge der wachsenden Eisdicke schon bis zum Februar

vorhanden war, wird vom Februar an nicht mehr durch eine Verstärkung der Differenzen in der Tiefe überkompensiert. So kommt der allgemeine Gang des Wärmeüberschusses im Seeeis durch ein Zusammenwirken der Folgen des Wachstums der Eisdecke und des Vordringens der Kälte in den beiden Eisbildungen zu stande. Die Folgen beider sind im einzelnen zu erkennen, obgleich beide natürlich durch die allgemeinen Temperaturverhältnisse der Luft in bestimmter Weise bedingt sind.

Die Störungen des allgemeinen Ganges sind andererseits sichtlich nur eine Folge der plötzlichen Schwankungen der Lufttemperatur. So folgt auf die Erwärmung der Lufttemperatur am 30. November eine stärkere Abnahme der Kälte im Grossen Karajak, als in dem an sich wärmeren Seeeis, und damit auch eine plötzliche Abnahme des Wärmeüberschusses in dem letzteren am 1. Dezember 1892. Das Gleiche ist nach der warmen Föhn-Periode (Band II, Teil II, Kapitel V) im Januar der Fall, wie die Beobachtungen vom 12. Januar 1893 beweisen.

Wenn man die einzelnen Differenzen zwischen den rohen Mitteln der Eis-Temperaturen auf dem Grossen Karajak und in Tasiusak zu einem Gesamtmittel vereinigt, um einen Überschlag über den durchschnittlichen Wärmeüberschuss im Seeeis zu erhalten, findet man aus 18 Einzeldifferenzen den Betrag von **9,5°** C., um welchen das Eis von Tasiusak vom 25. November bis zum 14. April durchschnittlich wärmer gewesen ist, als das Eis des Grossen Karajak bis zu derjenigen Tiefe, welche gleich der jeweiligen Eisdicke von Tasiusak ist. Die Zahl giebt natürlich nur einen ungefähren Anhalt.

Die Gründe dieses Wärmeüberschusses sind leicht zu verstehen.

Erstens muss die Temperatur bei längerer Einwirkung der Kälte in den obersten Lagen des Grossen Karajak schon deshalb niedriger werden, als in der Eisdecke von Tasiusak, weil sie dort unbehindert weiterdringen kann, während sie hier an der Unterseite der Eisdecke in die Nulltemperatur übergehen muss; denn wenn die Temperatur unterhalb der Tiefe der jeweiligen Eisdicke niedriger als Null werden kann, wird sie sich auch oberhalb derselben stärker erniedrigen lassen, als wenn das nicht der Fall ist. Dieser Grund kommt indessen bei kürzerer Einwirkung der Kälte nicht in Betracht, weil sich diese auf geringere Tiefen unter der Oberfläche beschränkt, welche von den Temperaturen unterhalb der Tiefe der jeweiligen Eisdicke unabhängiger sind.

Der Hauptgrund liegt darin, dass der grösste Teil der eindringenden Kälte auf dem See zur Neubildung von Eis und nicht zur Durchkältung der schon vorhanden Eislagen verwandt wird. Bei jeder Eislage, die unten entsteht, wird eine beträchtliche Wärmemenge frei, welche bis dahin im Wasser latent war. Dieselbe geht nicht in das Wasser ein, welches höchstens auf Null Grad abgekühlt ist, weil dorthin kein Wärmegefälle besteht, sondern muss die Eisdecke als Wärmestrom durchdringen und dabei erwärmen.

Diese Wärmemenge reicht vollkommen aus, um die oben berechnete Wirkung eines Wärmeüberschusses im Seeeis von durchschnittlich 9,5° C. zu erklären, wie

eine einfache Rechnung lehrt. Wenn 1 Gramm Eis, also ein Würfel von 1,03 cm Höhe gebildet wird, werden 79,4 bis dahin im Wasser latente Wärmeeinheiten frei. Da nun vom 25. November 1892 bis zum 14. April 1893 die Eisdicke von 52,5 cm auf 144,0 cm gewachsen ist, wurde in dieser Zeit eine Eislage von rund 90 cm Höhe gebildet. Dabei mussten nach dem obigen auf den Quadratcentimeter $\frac{90 \cdot 79,4}{1,03} = 70058$ Wärmeeinheiten frei werden.

Andererseits braucht 1 Gramm Eis, also ein Würfel von 1,03 cm Höhe, 0,5 Wärmeeinheiten, um um 1° C. erwärmt zu werden.[1] Da nun die Eisdecke von Tasiusak, welche am 14. April 1892 bis zu einer Dicke von 144 cm angewachsen war und mithin seit dem Beginn ihrer Bildung im rohen Mittel 72 cm dick war, gegenüber dem Eise des Grossen Karajak bis zu gleichen Abständen von der Oberfläche einen durchschnittlichen Wärmeüberschuss von 9,5° C. besass, waren nach dem obigen nur $\frac{0,5 \cdot 72 \cdot 9,5}{1,03} = 3320$ Wärmeeinheiten auf den Quadratcentimeter erforderlich, um den Wärmeüberschuss zu schaffen. Von der Eisbildung her waren aber 70058 Wärmeeinheiten dafür verfügbar; man sieht, dass diese nicht allein vollkommen ausreichen, um den Wärmeüberschuss zu Wege zu bringen, sondern dass auch noch eine grosse Wärmemenge durch das Eis in die Luft ausgestrahlt sein muss.

Die auf Tasiusak und auf dem Grossen Karajak während der Messung gefundenen Lufttemperaturen können hierüber keinen sicheren Aufschluss geben, weil sie nicht unmittelbar gleichzeitig beobachtet wurden und die Lufttemperatur in Grönland häufig auch innerhalb kurzer Zeiträume erheblich schwankt. Indessen stimmt es doch mit dem Sinne der obigen Ausführungen überein, dass von 20 an denselben Tagen an beiden Stellen in kurzen Zwischenräumen ausgeführten Messungen 14 eine wärmere Temperatur auf Tasiusak ergeben haben und nur 6 eine grössere Wärme auf dem Grossen Karajak, obgleich die erstere Stelle etwas höher lag, als die letzere. Der mittlere Wärmeüberschuss der Luft auf Tasiusak beträgt nach den vorhandenen Beobachtungen + 0,3° C. Wenn man diese Zahl aus dem angegebenen Grunde auch nicht dem absoluten Betrag nach für den Wärmeüberschuss der Luft annehmen darf, so bestätigt sie doch sicher dem Sinne nach das Vorhandensein des Wärmestroms, welcher die Eisdecke des Sees durchdringt und erwärmt, auch noch in der Luft darüber.

Ganz besonders deutlich tritt der Wärmestrom endlich nach dem reichlichen Schneefall vom 1. Dezember 1892 hervor, indem die Temperaturen des Eises von Tasiusak am 2. Dezember gestiegen sind, obgleich die Lufttemperatur

[1] Die spezifische Wärme des Eises, also diejenige Wärmemenge, welche 1 Gramm Eis um 1° C. erwärmt, beträgt nach J. Stefan (vergl. Anmerkung 1, S. 419) 0,5 Wärmeeinheiten, wenn 1 Wärmeeinheit 1 Gramm Wasser von 0° auf 1° C. erwärmt. Die zum Schmelzen von 1 Gramm Eis erforderliche Wärmemenge beträgt nach F. Kohlrausch (Leitfaden der praktischen Physik, VI. Auflage, 1887, S. 97) 79,4 Wärmeeinheiten. 1 Gramm Eis von 0° hat nach Bunsen (F. Kohlrausch a. a. O. S. 97) das Volumen 1,0908 Kubikcentimeter.

gleichzeitig sank und obgleich die Temperatur des Neuschnees selbst bedeutend geringer war, als die der bisherigen Schneedecke. Man sieht hieraus, dass der Neuschnee den Wärmestrom an der Ausstrahlung in die Luft verhindert und in der Eisdecke zurückgehalten hat. Seine erwärmende Wirkung übertrifft bei weitem die erkaltende Wirkung aller anderen Momente, welche gleichzeitig auftreten.

Die Verteilung der Kälte in dem Grossen Karajak-Eisstrom.

Nach der Erörterung des wichtigen Unterschiedes in den thermischen Verhältnissen des Seeeises und des Inlandeises wollen wir nun den Temperaturgang in jeder der beiden Eisbildungen an der Hand von Kurven (Abbildung 40) betrachten, welche die Temperaturverteilung in besonders charakteristischer Weise darstellen. Wir erörtern dabei erstens die Formen, in welchen ein bestimmter Wärmezustand der Luft in den verschiedenen Tiefen des Eises bemerkbar wird, und zweitens den Gang, welchem die Temperatur in ein und derselben Tiefe mit der Zeit unterliegt.

Die Kurven I – X gelten für den Grossen Karajak-Eisstrom.

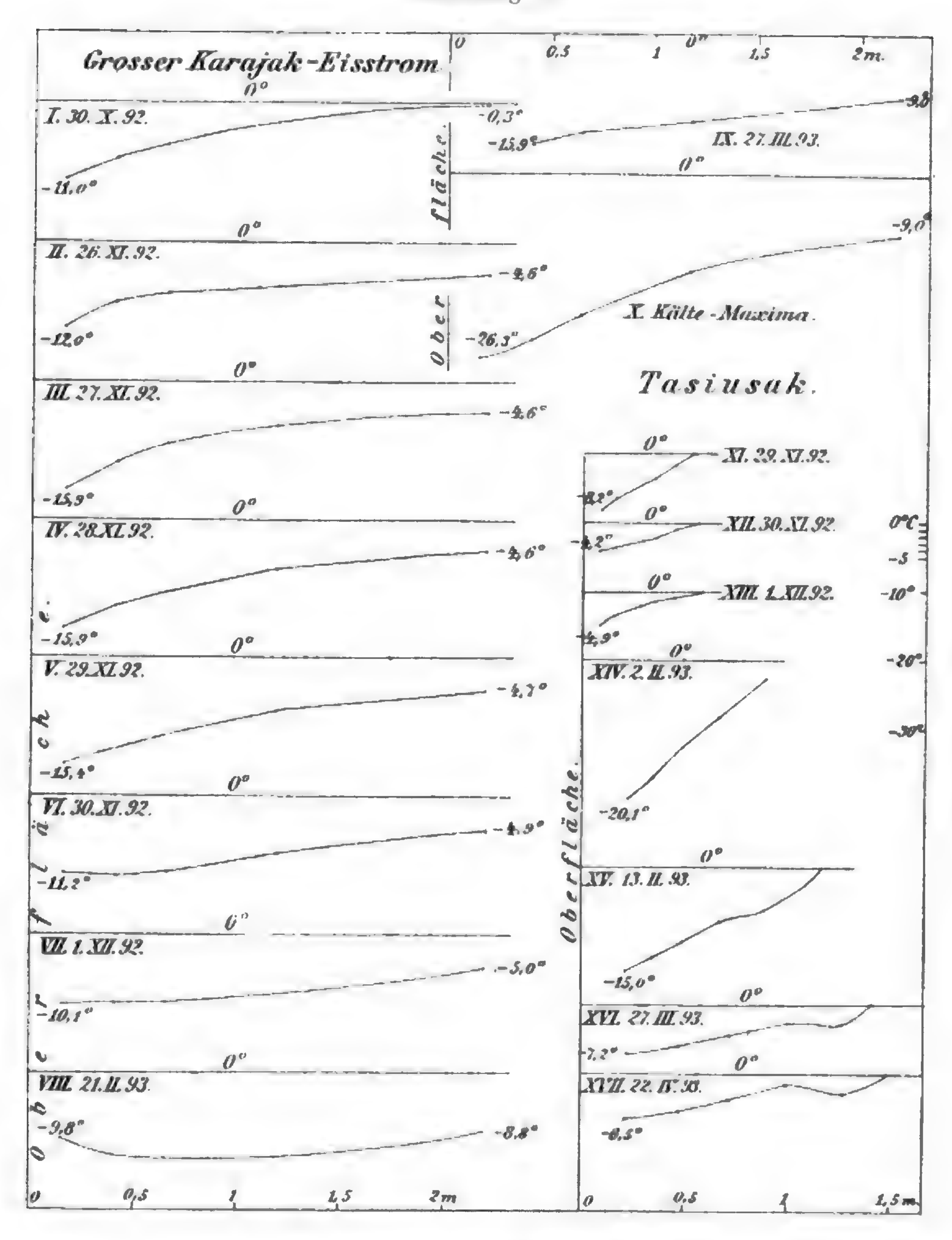
Wenn eine Abkühlung der Luft eintritt und die Kälte in das Eis eindringt, geschieht das in der Weise, dass in der Nähe der Oberfläche ein starkes, weiterhin ein immer geringeres Kältegefälle entsteht, dass also zuerst eine schnelle, weiterhin eine immer langsamere Abnahme der Kälte mit der Tiefe erfolgt (Kurve I).

Wenn die Kälte der Luft sich steigert, wie es nach der Beobachtung vom 26. November (Kurve II) zunächst der Fall war, wird das Kältegefälle in der Nähe der Oberfläche ebenfalls noch gesteigert (Kurve III). Wenn die Kälte aber konstant bleibt, wie es bei 15 cm Tiefe unter der Oberfläche des Eises am 28. und 29. November trotz einer geringen Abnahme der Lufttemperatur noch der Fall war, gleicht sich das Gefälle allmählich aus (Kurve IV und V), indem die Abnahme der Kälte nach unten immer mehr proportional zu der Tiefe, also als lineare Funktion derselben erscheint.

Diese Ausgleichung wird beschleunigt, wenn die Temperatur der Luft inzwischen zunimmt, indem sich das Kältegefälle zunächst in der Nähe der Oberfläche abflacht (Kurve VI) und damit die grösste Steilheit in seinem Verlaufe beseitigt. Die Abflachung schreitet dann wie eine Wärmewelle mit abnehmender Geschwindigkeit nach der Tiefe fort (Kurve VII); sie ist nach einem Tage bis über 50 cm, nach zwei Tagen bis über 80 cm Tiefe zu spüren, während in derselben Zeit bei 120 cm Tiefe noch eine Zunahme der Kälte (Kurve VII) infolge der früheren Einwirkung von aussen her stattfindet. Indem sich so das Gefälle an den früher steilsten Stellen in der Nähe der Oberfläche mindert und an den früher flacheren in grösserer Tiefe steigert, wird eine allgemeine Ausgleichung erreicht.

Bei plötzlicher Erwärmung der Luft findet nicht nur eine Abflachung, sondern sogar eine Umkehr des Gefälles statt (Kurve VIII), welche in gleicher Weise wie die Abflachung nach der Tiefe fortschreitet. Es bildet sich dann ein Kältemaximum

Abbildung 40.



Die Verteilung der Kälte im Eise.

im Eise, von dem die Kälte nach oben wie nach unten abnimmt; dasselbe wandert mit abnehmender Höhe allmählich nach der Tiefe, bis es sich verliert.

Hat die Erwärmung der Luft eine längere Dauer, wie es in der am 3. Januar 1893 beginnenden Föhn-Periode der Fall war, so geht die Ausgleichung soweit, dass eine fast konstante Temperatur im Eise entsteht, welche z. B. am 12. Januar 1893 von der Oberfläche bis zur Tiefe von 2,20 m reichte. Die Erwärmung hat dabei trotz zehntägiger Dauer die Temperatur des Eises in 2,20 m Tiefe nur etwa um einen halben Grad zu steigern vermocht, und die ganze Eislage darüber hat diejenige Temperatur angenommen, welche vor dem Beginn der Erwärmung in wenig über 2,20 m Tiefe geherrscht hat.

So kommt die Temperatur im Eise durch eine Interferenz von Kälte- und von Wärmewellen zu stande, welche von der Oberfläche ausgehen und mit abnehmender Geschwindigkeit und abnehmender Amplitude nach der Tiefe dringen. Die Kältewellen steigern das Kältegefälle, die Wärmewellen flachen es ab. Die Wellen brauchen über zwei Tage, um bis 1 m Tiefe zu kommen, und fast zehn Tage, um in 2 m Tiefe nennenswert fühlbar zu werden. Da sie ausserdem mit wachsendem Abstand von ihrem Ausgangsort, also von der Oberfläche des Eises, an Amplitude verlieren, sind die schwächeren Wellen schon in der Tiefe von über 2 m kaum mehr zu spüren. So haben die über 5° C. betragenden Erwärmungen der Luft um den 10. November und um den 20. November in 2,20 m Tiefe nur geringe Steigerungen der Temperatur, im ersten Fall um 0,4°, zu bewirken vermocht, und selbst die zehntägige, kräftige Wärmeperiode vom Januar 1893 hat dort nur eine Steigerung von etwa 0,5° C. erzielt. Die Beobachtung vom 21. November, welche eine grössere Steigerung der Temperatur, nämlich um 1,7° zeigt, ist nicht maassgebend, weil Wasser in das Thermometerloch eingedrungen war und die Messung gestört hatte.

Was nun den Gang anbetrifft, welchem der Wärmezustand der einzelnen Tiefen im Laufe der Zeit unterliegt, so haben wir in Tabelle 1, wenn wir von unerheblichen Abweichungen absehen, die als Fortsetzung stärkerer Schwankungen in der Nähe der Oberfläche erscheinen, in 2,20 m Tiefe bis zum 6. November eine etwas schnellere, weiterhin eine sehr langsame Zunahme der Kälte, welche nach fünf Monaten am 27. März bei — 9° C. ihren höchsten Betrag erreicht. Von da nimmt die Kälte zuerst wieder langsam, weiterhin schneller ab, um nach drei Monaten, am 27. Juni, wieder der Nulltemperatur zu weichen, von welcher die Abkühlung im Oktober ausging und welche dem Eise im Sommer etwa vier Monate eigentümlich war. Das Eindringen der Kälte dauert mithin zwei Monate länger, als das Eindringen der Wärme. Innerhalb eines Zeitraums von fast zwei Monaten (21. Februar bis 14. April) ist dabei der Kältezustand in 2,20 m Tiefe nahezu stationär, da in dieser Zeit nur noch eine Zu- und Abnahme um 0,2° C. erfolgt.

Die höheren Eislagen haben in der gleichen Zeit im allgemeinen denselben zeitlichen Temperaturgang; nur tritt das Maximum der Kälte desto

früher ein, je näher wir an die Oberfläche kommen, wie die fettgedruckten Zahlen in der Tabelle lehren. Auch wird es mit Annäherung an die Oberfläche naturgemäss grösser. In 15 cm Tiefe haben wir das Maximum schon am 2. Februar mit — 26,3°; es fällt hier mit dem absoluten Kältemaximum in der Luft, im Schnee und an der Oberfläche des Eises zusammen. Von da dringt es langsam und immer langsamer vor, und erreicht bei 2,20 m Tiefe fast zwei Monate später seinen höchsten Betrag. Die Abnahme seiner Stärke erfolgt etwa so, wie es Kurve I für die Abnahme einer einzelnen starken Abkühlung von aussen her angiebt, also zunächst mit einem steilen, weiterhin mit immer geringerem Gefälle (Kurve X).

Der allgemeine jährliche Temperaturgang in den verschiedenen Tiefen wird von Abweichungen unterbrochen, welche in der Nähe der Oberfläche immer stärker und häufiger werden und den von der Oberfläche ausgehenden Wärme- und Kältewellen entsprechen. Es werden dadurch in dem jährlichen Gang sekundäre Maxima und Minima in verschiedenen Tiefen geschaffen, ohne dass aber ein sekundäres Maximum den Betrag des absoluten erreicht. Immerhin ist infolge der Abweichungen in keiner der oberen Lagen ein stationärer Zustand von derselben Dauer, wie bei 2,20 m Tiefe zu bemerken gewesen; denn in der Zeit, in welcher die Kälte hier stationär war, nahm sie im allgemeinen in 1,18 m Tiefe schon langsam und in den geringeren Tiefen erheblicher ab, um nur vorübergehend Ende März durch eine Kältewelle noch einmal gesteigert zu werden.

Aus den vorliegenden Messungen kann man nun mit Sicherheit entnehmen, dass in grösseren Tiefen die Zunahme der Kälte im Laufe des Winters noch langsamer und ungestörter erfolgen wird, als es Tabelle 1 für die Tiefe von 2,20 m zeigt. Das Kältemaximum wird später auftreten und von einem stationären Zustand von längerer Dauer umgeben sein, als es hier der Fall ist, weil alle vorübergehenden Schwankungen nicht mehr merkbar sind und die starke Temperatur-Erniedrigung in der Luft, welcher das Kältemaximum im Eise folgte, die in grösserer Tiefe bereits vorhandene Kälte nur noch in geringerem Maasse zu steigern vermag, als bei 2,20 m Abstand von der Oberfläche. Die Verspätung des Kältemaximums in der Tiefe zeigen auch die Beobachtungen in der Spalte: die längere Dauer des stationären Zustandes in der Umgebung des Maximums können dieselben aber nicht zeigen, weil in der Spalte Luft zirkuliert hat, was natürlich eine Beständigkeit des Kältezustandes ausschloss.

Würde nun das lineare Kältegefälle, welches sich nach den Beobachtungen (Kurve II—VI) im Laufe der Zeit in der Nähe der Oberfläche auszubilden pflegt und zur Zeit des Kältemaximums in 2,20 m Tiefe schon bis hierhin vorgedrungen ist (Kurve IX), auch über diese Tiefe hinaus anhalten, würde selbst bei der Temperaturverteilung zur Zeit der grössten Kälte in 5 bis 6 m Abstand von der Oberfläche im Eise die Nulltemperatur nicht mehr überschritten werden. Dieses ist indessen nicht der Fall, weil das Vordringen der Kälte nach unten unbeschränkt ist und dieses stets in einem mit der Tiefe abnehmenden Gefälle erfolgt. Deshalb kann die längere Dauer einer Abkühlung oder ein Wechsel

von Wärme und Kälte wohl in der Nähe der Oberfläche ein lineares Gefälle schaffen, aber niemals in seinem ganzen Verlauf.

Schon das verzögerte Vordringen der Maxima führt zu diesem Ergebnis, weil man daraus schliessen muss, dass die Kälte sich zur Zeit des Maximums bei 2,20 m über diese Tiefe hinaus noch steigert, und dass somit der Ausgleich des Gefälles noch fortschreitet. Ein lineares Gefälle findet in dem stationären Zustand und nur in diesem statt;[1] jenseits der Tiefe von 2,20 m war der Zustand aber zur Zeit des Kältemaximums dort noch nicht stationär, weil dieses noch nach der Tiefe wandert. Hieraus folgt, dass das lineare Gefälle nicht bis zu der Gegend anhalten kann, wo die Kälte im Eise verschwindet, und dass somit die Tiefe, in der das stattfindet, grösser ist, als sie sich aus dem linearen Gefälle ergiebt. So lange die Kälte vordringt, ist das Gefälle eben nicht linear, und das Vordringen in dem Eisstrom müssen wir zunächst als unbeschränkt betrachten.

Ich will an dieser Stelle nicht versuchen, die Tiefe, bis zu welcher die Winterkälte überhaupt merkbar wird, mathematisch zu bestimmen und behalte dies einer späteren Untersuchung vor. Es wird sich dabei darum handeln, in den Integralen der partiellen Differentialgleichung der Wärmeleitung

$$\frac{du}{dt} = k\frac{d^2u}{dx^2},$$

welche das Fortschreiten der Temperatur u in einer Richtung x und in der Zeit t angeben, die Konstanten mit Hilfe meiner in den Tabellen mitgeteilten Beobachtungen zu bestimmen und so einen Überblick über den Verlauf der Funktion zu erhalten, welche die Temperatur in ihrer Abhängigkeit von der Zeit und der Tiefe unter der Oberfläche darstellt. Ich glaube, dass das möglich ist, weil die Beobachtungen eine bestimmte Form der Temperaturverteilung im Eise nach verschiedenartigen äusseren Einwirkungen erkennen lassen; auch lässt sich eine neue Bestimmung des Temperaturleitungs-Koeffizienten k mit Hilfe meiner Messungen des Eiswachstums auf Tasiusak auf dem von J. Stefan benutzten Wege

[1] Dieser Satz folgt aus der allmählichen Ausgleichung des Kältegefälles, welches die Beobachtungen bei Kurve II—VI und auch die von anderen Tagen zeigen: ein stationärer Temperaturzustand in der Luft erzeugt eine Abnahme der Kälte im Eise proportional zur Tiefe, also als lineare Funktion derselben. Mathematisch folgt das gleiche Ergebnis daraus, dass die oben angeführte partielle Differentialgleichung für die Veränderungen eines Wärmezustandes mit der Zeit und mit der Richtung, in welcher die Wärme vordringt, für den stationaren Zustand in $\frac{d^2u}{dx^2} = o$ übergeht, weil in diesem Falle die Veränderung mit der Zeit verschwindet. Wenn man diese Form der Gleichung integriert, erhält man $u = a + bx$, worin a und b Konstante bedeuten. Dieses ist die Gleichung der geraden Linie: sie besagt, dass die Verteilung der Temperatur u proportional zu der Tiefe x ist. Diese Verteilung gilt nur für den stationaren Zustand, welcher bei unbeschränktem Vordringen der Kalte in einer Richtung in der Nahe der Oberfläche, von wo das Vordringen ausgeht, annahernd eintreten kann; weiterhin, wo die Kälte noch vordringt, ist er natürlich nicht vorhanden.

erreichen. Es wird sich nur darum handeln die gleichartigen Temperatur-Einwirkungen zu gemeinsamer Behandlung bei der Konstantenbestimmung zusammenzufassen. Hier will ich auf diese Untersuchungen nicht eingehen und erwähne nur, dass die Integration der partiellen Differentialgleichung auf Exponentialfunktionen führt, welche eine anfangs schnelle und weiterhin immer langsamere Abnahme der Temperatur u mit der Tiefe x zeigen, wie es die von mir beobachteten Wärmezustände (z. B. Kurve I) auch in Wirklichkeit haben.

Hier wird die Frage, wie weit die Winterkälte in das Eis vordringen kann, durch eine Betrachtung des Vordringens der Kältemaxima am besten beleuchtet, weil man so einen Überblick über die grössten Kältegrade erhält, die in den verschiedenen Tiefen auftreten können, während der Kältezustand eines bestimmten Tages, den man etwa verfolgt, in grösserer Tiefe noch gesteigert werden kann, auch wenn das Kältemaximum an der Oberfläche schon vorüber ist. Die Grösse der Maxima in den verschiedenen Tiefen zeigt Kurve X; sie stellt den Gang der Funktion innerhalb des Bereichs meiner Messungen dar. Man sieht daraus, dass das Gefälle sich zwar anfangs sehr schnell vermindert, dass aber die Abnahme zwischen 1 und 2 m Tiefe schon viel geringer ist. Demnach muss man auch weiterhin eine dauernde Abnahme des Gefälles erwarten und jedenfalls annehmen, dass auch unterhalb der Tiefe von 2,20 m noch lange ein Gefälle bestehen bleibt, und dass somit die Kälte in der Tiefe des Eises erst sehr allmählich verschwindet. Ich kann den bestimmten Punkt, wo das geschieht, nicht angeben; doch scheint aus dem Gange der Funktion hervorzugehen, dass eine geringe Abkühlung des Eises unter 0° im Laufe des Winters auch in 20 bis 30 m Tiefe noch eintreten wird. Über dem Punkte, wo die Kälte verschwindet, wird eine längere Strecke bis in die Nähe von 0° abgekühlt sein. Nur die Oberflächenlagen werden eine erhebliche Abkühlung haben.

Die beiden Beobachtungsreihen in der Spalte, welche mit Widerstands-Thermometern in Tiefen von 5,4 und 8,9 m gewonnen sind, zeigen bis zum 19. November eine schnellere Erkaltung, als sie das Eis in geringeren Tiefen hat. Nach dem heftigen Regen- und Schneefall vom 20. November haben beide eine plötzliche Erwärmung, welche sich dann in langsamem Tempo noch bis zum 12. Dezember fortsetzt; darauf findet bei beiden eine langsame Abkühlung bis zu einem Maximum am 14. April statt, und dann eine verhältnismässig schnelle Erwärmung bis zur Erreichung der Nulltemperatur am 31. Mai.

Dieser Gang lehrt, dass die beiden Thermometer unter anderen thermischen Bedingungen gestanden haben, wie das Eis, welches die Spalten umgab. Bis zum 19. November scheint das höhere lediglich unter dem Einfluss der Luft gewesen zu sein, welche von aussen in die Spalte eindrang, während bei dem unteren schon ein Schutz durch eine Schnee- oder Eisumgebung bemerkbar ist: denn dieses wird langsamer abgekühlt, als jenes, obgleich es tiefer liegt und demnach mit der schwereren und kälteren Luft in Berührung kommen musste, wenn es nur von dieser abhängig war. Der Regen und Schnee vom 20. November hat dann zu einem

wirksamen Verschluss der Spalten geführt, wie man daraus ersieht, dass nach der plötzlichen Erwärmung, welche durch den Regen veranlasst ist, eine langsamere folgt. die offenbar von einem Ausgleich zwischen der Temperatur der in der Spalte eingeschlossenen Luft und der höheren Temperatur der Spaltenwände herrührt. Darauf stehen beide Thermometer nur noch unter dem Einfluss der eingeschlossenen Luft, wie man aus der annähernd gleichen Temperatur beider und besonders daraus erkennt, dass das untere meistens ein wenig kälter ist, als das obere, weil es mit der schwereren und kälteren Luft in Berührung stand. Die Temperatur der eingeschlossenen Luft aber scheint wesentlich durch die Temperatur einer bestimmten Eislage bedingt zu sein, weil sie langsam und stätig sinkt, wie es die Temperatur des Eises in der Tiefe thut, und weil ihr Kältemaximum nicht mit dem in der Aussenluft zusammenfällt, sondern mit demjenigen, welches nach den früheren Ausführungen eine Eislage in bestimmter Tiefe unter 2,20 m besessen haben muss. Die Verbindung mit der Aussenluft ist offenbar abgeschlossen gewesen. Die schliessliche Erwärmung in der Spalte erfolgt dann schneller, als im Eise selbst, weil sie infolge des Eindringens von Wasser geschah.

Unter diesen Umständen ist eine thermische Einwirkung der Spalte auf das Eis der Umgebung natürlich nicht ganz in Abrede zu stellen; dieselbe kann jedoch nach dem Verschluss der Spalte nur einen geringen Umfang gehabt haben, zumal die Kälte darin auch zur Zeit ihres Maximums nur kleine Beträge erreicht hat. Daraus, dass die Temperatur der eingeschlossenen Luft durch die Temperatur des Eises bestimmt ist, sieht man, dass dieses in dem stäten Wärmeaustausch zwischen beiden die Oberhand hatte und weniger seinerseits durch die Temperatur der Spalte beeinflusst wurde.

Die Verteilung der Kälte in der Eisdecke des Sees.

Die Temperatur-Verteilung in der Eisdecke von Tasiusak weicht in zwei Punkten wesentlich von derjenigen, welche von dem Grossen Karajak-Eisstrom beschrieben ist, ab. Der eine Punkt besteht in der durchschnittlich grösseren Wärme des Eises infolge der Wärmeströmungen, die von dem Eiswachstum herrühren; er wurde schon Seite 456ff. erörtert. Der andere Punkt liegt darin, dass die Temperatur des Eises an der Unterfläche in die Nulltemperatur übergehen muss, und dass die Kälte nicht unbeschränkt vordringen kann.

Die Folge dieses zweiten Punktes ist ein viel ausgeglicheneres Kältegefälle, als es in dem Eisstrom die Regel ist. Wohl folgt auch auf Tasiusak auf eine plötzliche Abkühlung der Luft, wie am 1. Dezember (Abbildung 40, Kurve XIII), eine Steigerung, und auf eine Erwärmung, wie am 30. November (Kurve XII), eine Abflachung des Gefälles in der Nähe der Oberfläche, welche nach der Tiefe fortschreiten. Indessen ist der Weg, welchen diese Kälte- und Wärmewellen auch beim Maximum

der Eisdicke (1,50 m) zurückzulegen haben, nur so kurz, dass er in wenigen Tagen durchmessen werden kann; infolgedessen verschwinden die Spuren der Temperatur-Veränderungen der Luft im Eise schon nach kurzer Zeit, zumal die ständigen Wärmeströmungen, welche von der Unterseite ausgehen, ihren Einfluss weit übertreffen. Das Ergebnis ist in der Regel ein nahezu lineares Gefälle zwischen der Ober- und der Unterfläche der Eisdecke; die grossen Verschiedenheiten, welche im Grossen Karajak zeitweilig auftreten, sind im allgemeinen gemildert, und es fehlt vor allem der Übergang des steilen Gefälles aus der Nähe der Oberfläche in das nach der Tiefe zu immer mehr abgeschwächte, welches bei unbehindertem Vordringen der Kälte entsteht.

Bei zunehmender Eisdicke wächst nun der Weg, welchen die von der Oberfläche ausgehenden Kältewellen durchmessen, und damit naturgemäss auch die Zahl und Grösse der Abweichungen von dem linearen Gefälle, welche diese bedingen. Unter diesen Abweichungen ist eine von besonderer Wichtigkeit, weil sie nicht, wie die übrigen, nur als sekundäres Maximum oder Minimum nach der Tiefe wandert und dann wieder vergeht, nämlich die Ausbildung eines sekundären Kältemaximums in der Nähe der Unterfläche des Eises, welche nach dem absoluten Kältemaximum der Lufttemperatur am 2. Februar stattfindet und von da an mit immer wachsender Stärke bestehen bleibt.

Die ersten Spuren dieses Maximums sind schon am Tage des absoluten Kältemaximums der Luft, nämlich am 2. Februar, wahrzunehmen gewesen, weil das letztere zur Zeit der Temperaturmessungen im Eise schon vorüber war; man sieht am 2. Februar (Kurve XIV) eine geringe Abflachung des Gefälles bei 90 cm Tiefe. Am 13. Februar (Kurve XV) ist an derselben Stelle schon ein deutliches Maximum vorhanden, welches sich nun immer weiter steigert und gleichzeitig ein wenig tiefer rückt (Kurve XVI), um schliesslich Ende April (Kurve XVII) bei etwa 1,20 m Tiefe einen ansehnlichen Betrag zu erreichen. Innerhalb dieser Zeit ist das Maximum stets vorhanden und wechselt nur ein wenig im Betrage mit den Schwankungen der Lufttemperatur.

Wenn man nun in der Tabelle sieht, in welchen Beträgen die Schwankungen der Aussentemperatur in den verschiedenen Tiefen mitgemacht werden und wie schnell sie nach unten hin abnehmen, erkennt man mit Sicherheit, dass die Ausbildung des sekundären Maximums auf der Geschwindigkeit dieser Abnahme beruht. Es bildet sich nämlich unterhalb der Tiefe, welche von den täglichen Schwankungen an der Oberfläche noch durchmessen werden kann, und kommt dadurch zu stande, dass die von dem absoluten Maximum der Luft an beginnende Abnahme der Luftkälte bis zu 80 cm Tiefe im Eise noch an demselben Tage eine Abnahme der Kälte hervorruft, während das darüber hinaus erst später geschieht. Wir sehen mehrfach in der Tabelle bei 1,05 m noch eine Zunahme der Kälte, während bei 0,82 m eine Abnahme besteht; dadurch wird die Umkehr des Gefälles bewirkt. Das sekundäre Maximum wird bei den Schwankungen der Aussentemperatur bald abgeflacht, bald verstärkt; es ist aber seit dem absoluten

Kältemaximum eine ständige Erscheinung und wird mit der Zeit, also mit der schnellen Abnahme der Luftkälte im Frühjahr im allgemeinen gesteigert.

Es ist auffällig, dass diese Erscheinung bei den Temperaturgängen in dem Grossen Karajak-Eisstrom nicht hervortritt. Wir haben dort wohl auch zeitweilig eine Umkehr des Gefälles, deren Gipfel allmählich nach der Tiefe fortschreitet (Kurve VIII) und die gleiche Ursache hat; wir haben aber nicht die Ausbildung eines ständigen Maximums von der Bedeutung des oben beschriebenen. Ich weiss für diesen Unterschied keine rechte Erklärung. Es ist schwer anzunehmen, dass das Maximum meinen Beobachtungen auf dem Grossen Karajak verborgen geblieben ist, wenn auch die Verteilung derselben nach der Tiefe gerade der Erkenntnis dieses Maximums weniger günstig war, wie in dem Eise von Tasiusak; bei den erheblichen Beträgen, die es hier bisweilen erreicht, hätte es auch auf dem Grossen Karajak zum mindesten in einer Abflachung des Gefälles auftreten müssen. Dasselbe ist aber gerade zu der Zeit, in welcher das Maximum auf Tasiusak am ausgeprägtesten ist, nämlich im April, auf dem Grossen Karajak in der gleichen Tiefe am meisten linear.

Möglicherweise tritt das Maximum auf dem Grossen Karajak deshalb nicht hervor, weil die Kälte hier ungehindert nach der Tiefe fortschreiten und das Maximum ausgleichen kann; indessen ist die konstante Nulltemperatur der Unterfläche auf Tasiusak ja ebenfalls der Ausgleichung eines Maximums günstig, wenn nicht Interferenzen auftreten, die das verhindern und die aus meinen Beobachtungen nicht zu ersehen sind. Ich lasse diese Frage vorläufig offen und begnüge mich damit, das Vorhandensein des sekundären Maximums in der wachsenden Eisdecke eines Binnensees in der Nähe der Unterfläche festgestellt zu haben.

Diese Thatsache bestätigt das von J. Stefan[1] auf mathematischem Wege gewonnene Resultat, dass das Wachstum einer Eisdecke noch eine Zeit lang fortschreiten muss, wenn die Aufnahme von Kälte durch die Oberfläche schon aufgehört hat. Zweifellos kann das sekundäre Maximum unter Umständen diesen Erfolg haben, auch wenn die Temperatur der Luft und der obersten Eislagen schon soweit erwärmt ist, dass ein Kältegefälle nach zwei Richtungen eintritt und die Kälte durch die Oberfläche ausströmt.

Auf Tasiusak hat ein Eiswachstum auf Kosten des Maximums im Eise allerdings nicht stattgefunden. Die Eisdicke war von Ende April bis Ende Mai konstant (Seite 416) und begann dann abzunehmen, sowie die Lufttemperatur über den Nullpunkt stieg. Da aber während der Zeit des Eiswachstums und auch noch im Mai während der Erhaltung der Eisdecke in konstanter Stärke die Kälte des sekundären Maximums meistens geringer war, als die der Luft und der obersten Eislagen, ist das Wachstum und die Erhaltung nicht auf Kosten des Maximums, sondern auf Kosten der von aussen eindringenden Kälte zu setzen.

[1] Sitzungsbericht d. k. Akad. d. Wiss. zu Wien. Math. nat. Kl. Abt. IIa. Bd. 98. 1889. S. 965 ff.

Es kann sich höchstens um wenige Tage am Ende des Mai handeln, wo es anders war; doch geht auch dieses aus den Beobachtungen nicht mit Sicherheit hervor.

Diese Thatsache widerlegt aber nicht das von Stefan auf mathematischem Wege gewonnene Resultat, sondern liegt nur daran, dass die Erwärmung der Luft Ende Mai so schnell erfolgte, dass bei der geringen Dicke der Eisdecke von 1,5 m nicht allein die obersten Eislagen, sondern die ganze Dicke bald durchwärmt und das sekundäre Maximum beseitigt wurde. Bei langsamer Erwärmung ist es wohl möglich, dass dieses etwas länger vorhält und seinerseits die Eisdicke noch verstärkt.

Für den Fall, dass die Kälte des Winters im Verlauf von neun Monaten nach Art der Sinus-Kurve mit der Zeit steigt und fällt, hat Stefan berechnet, dass die Eisdecke noch 21 Tage wächst, nachdem sie aufgehört hat, Kälte von aussen zu empfangen. Der Gang der Lufttemperatur auf Tasiusak wich aber wesentlich von dem Gange einer Sinus-Kurve ab, weil er schneller anstieg und vor allem auch schneller abfiel; er war dafür innerhalb der grössten Erhebung längere Strecken konstant, wenn man von den vorübergehenden Störungen absieht. Infolge dieses Unterschieds der Funktion müssen die Endtermine von Eiswachstum und Kälteaufnahme naturgemäss näher zusammenrücken, als es Stefan für andere Voraussetzungen berechnet hat; die Erwärmung tritt eben so schnell und wirksam ein, dass sie das Kältegefälle im Eise nur vorübergehend vollständig umkehrt. Bald darauf wird das sekundäre Maximum und darauf auch das fernere Wachstum des Eises beseitigt. Auch kann eine Fortsetzung des Eiswachstums auf Kosten des sekundären Maximums der Beobachtung entgangen sein, weil die Eisdicke auch durch Verdunstung von oben abnimmt und eine etwaige Zunahme unten auf diese Weise kompensiert werden kann.

Das absolute Kältemaximum des jährlichen Temperaturganges beginnt auf Tasiusak an demselben Tage (2. Februar) von der Oberfläche des Eises vorzudringen, wie auf dem Grossen Karajak-Eisstrom, und ist durch dieselbe Abkühlung der Luft bedingt, wie hier. Bei der geringen Wegstrecke, die es im Eise von Tasiusak zu durchlaufen hat, ist aber sein Gang naturgemäss früher beendet. Es liegt am 11. Februar in der grössten Tiefe von 89 cm, die es einnehmen kann; weiterhin ist sein Auftreten nicht mehr zu verfolgen. In dieser Lage fällt es annähernd mit dem sekundären Maximum zusammen und bringt auch dessen absolute Grösse auf ihren Höhepunkt.

Die Grenzen der Kälte im Inlandeis.

Das absolute Kältemaximum liegt in der Nähe der Oberflächen beider Eisbildungen ungefähr in der Mitte des jährlichen Kältegangs, welcher Ende Oktober von der Nulltemperatur ausgeht und Ende Mai dorthin zurückkehrt. Der Anstieg und der Abfall von der Höhe ist jedoch, wie erwähnt, kein regelmässiger, auch

wenn man von den plötzlichen Temperatur-Schwankungen absieht, sondern in der Nähe der Nulltemperatur an beiden Seiten schnell und in weiterer Umgebung des Maximums sehr gering. Bei der geringen Strecke, welche das Maximum in der Eisdecke von Tasiusak zu durchmessen hat, fällt seine Lage auch in allen Tiefen ungefähr mit der Mitte des jährlichen Temperaturganges zusammen. Auf dem Grossen Karajak ist das in der Tiefe anders, weil das Kältemaximum längere Zeit braucht, um vorzudringen, als die Erwärmung. Jenes rückt deshalb in zunehmender Tiefe zeitlich immer näher an das Ende der Abkühlung des Eises unter 0° heran, und der Abfall von der grössten Kälte, welche eine bestimmte Tiefe erreichen kann, zur Nulltemperatur wird nach unten hin immer steiler. Schon in 2.20 m Tiefe liegt das Kältemaximum fünf Monate von dem Beginn und nur drei Monate von dem Ende der Kälte in dieser Tiefe entfernt; in der Spalte hat die erste Periode sogar eine Dauer von fast sechs, die letztere von einundeinhalb Monaten gehabt.

Der Grund für diese Verschiedenheit liegt darin, dass die Kälte hauptsächlich durch Leitung nach der Tiefe dringt, während die Wärme ausserdem auch durch Wasser hinunter geschafft wird. Der Einfluss der tiefen Temperaturen, die im Winter in den Spalten hinabsinken, ist beschränkt und verhältnismässig gering; die Wirkung des Wassers aber, das auf allen Spalten und Rissen von der Oberfläche hinabstürzt und dann den Eiskörper in zahllosen Adern durchrieselt, ist ausserordentlich stark. Hierdurch wird die schnelle Durchwärmung der ganzen Eismasse erreicht und dem Vordringen der Kälte ein vorzeitiges Ende gesetzt.

Unter diesen Umständen kann es auf dem Grossen Karajak zu einer durchgehenden Abkühlung des Eiskörpers niemals kommen. **Je tiefer man geht, desto näher rücken Kältemaximum und Nulltemperatur zeitlich an einander heran.** Der Einfluss des herabstürzenden Wassers erreicht den der langsam zur Tiefe geleiteten Kälte; die starke Verzögerung in dem Gange der Maxima zeigt, dass die Tiefe nicht fern liegt, wo der erste den letzten überhaupt übertrifft. Wenn wir daher aus der verlangsamten Abnahme des Gefälles im Gange der Maxima (Seite 465) schliessen mussten, dass starke Kältegrade wohl immer nur auf die Oberflächenlagen beschränkt sind, dass es aber über der in der Tiefe auf Null gebliebenen Eismasse eine Lage von nicht unerheblicher Dicke giebt, deren Temperatur im Winter ein wenig unter Null abgekühlt wird, so müssen wir dieses Ergebnis dahin ergänzen, dass die zeitliche Annäherung zwischen Kältemaximum und Nulltemperatur in der Tiefe die Dicke dieser ein wenig unter Null Grad abgekühlten Gebiete wieder beschränkt.

Ein zweites Moment, welches dem Eindringen der Winterkälte im Inlandeise ein Ziel setzt, liegt in der Bewegung des Eises und in der Bildung der Schichtung, welche, wie schon an verschiedenen Stellen erwähnt ist und in dem folgenden Abschnitt über die Struktur des Eises des weiteren erörtert werden soll, durch ein Neugefrieren von Teilen der im Eiskörper verflüssigten Lagen zu stande kommt. Bei diesem Neugefrieren werden erhebliche Wärmemengen frei, welche, wie

der ständige Wärmestrom auf Tasiusak, das Inlandeis in der Richtung der zunehmenden Kälte, also von unten nach oben durchströmen. Wie bedeutend die von diesem Vorgange ausgehenden Wärmemengen sind, habe ich bei der Betrachtung der Durchwärmung des Eises der Binnenseen besprochen. Wenn wir bedenken, dass die geschichteten Teile im Inlandeise oft eine ganz erhebliche Dicke erreichen, und dass diese durch ein Gefrieren verflüssigter Massen zu stande kommen, so werden wir verstehen, dass von diesem Vorgange eine ganz bedeutende Durchwärmung des Inlandeises ausgehen muss, welche dem sonst unbeschränkten Eindringen der Kälte entgegenwirkt und den Umfang der unter Null Grad abgekühlten Gebiete einengt.

Man könnte einwenden, dass alle die Wärme, welche bei dem Neugefrieren in den Schichten frei wird, vorher dem Eise entzogen war, als die Verflüssigung stattfand; was im ersten Falle frei kam, wurde vorher latent. Indessen geschehen beide Vorgänge nicht in demselben Gebiet, da die Verflüssigung in den dicken und die Verfestigung in den dünnen Teilen des Inlandeises erfolgt. Das Wasser wird von jenen fortgepresst und in die minder belasteten Teile des Eises hineingedrückt, wie das Schwellen in dem Randgebiet und die ganze Verteilung der Bewegung in dem Grossen Karajak-Eisstrom beweist. Hier erst kommt es zum Gefrieren und schickt die dabei befreite Wärme durch diejenigen Teile des Eises, welche bei ihrer geringeren Mächtigkeit unter geringerem Druck stehen und denen es aus demselben Grunde auch an Wärme zur selbständigen Verflüssigung mangelt. Gerade die dünnen Randgebiete sind in hervorragendem Maasse geschichtet; gerade in ihnen wird demnach das Vordringen der Winterkälte durch die Bildung der Schichtung beschränkt.

Ich habe vorher nur aus dem Gange der Kältemaxima im Grossen Karajak-Eisstrom den Schluss gezogen, dass auf der Tasiusak-Stufe die Winterkälte kaum über eine Tiefe von 20 m hinaus in das Eis eindringen wird. Da die Verzögerung der Maxima und die Schichtenbildung diese Grenze noch niedriger stellen und da die Mächtigkeit des Grossen Karajak (Tafel 43 und Abbildung 27, Seite 274) auch Beträge von 500 bis 600 m erreicht, steht es fest, dass der weitaus grösste Teil seiner Masse auch im Winter stets auf 0° erhalten bleibt. Über dieser Hauptmasse befindet sich eine Lage von vielleicht nicht unbeträchtlicher Dicke, deren Temperatur nur ganz wenig unter 0° abgekühlt ist, wie der Gang der Temperaturen im Eisstrom bewies.

Auf den Höhen des Inlandeises, wo die Temperatur der Luft auch am wärmsten Sommertage den Nullpunkt nicht überschreitet, stehen viel bedeutendere Kältesummen zur Verfügung, um die Masse zu durchkühlen, als sie meine Tabelle 1 für die Station am Meeresspiegel angiebt (Seite 451). Auch fehlen dort die Spalten, welche mit dem Wasser gewaltige Wärmemengen zur Tiefe schaffen und das Vordringen der Kälte beschränken. Dort können die Maxima ungehindert weiterwandern, dort muss die Kälte mit abnehmendem Gefälle das Eis bis zu grösseren Tiefen durchdringen.

Aus dem Gange der Temperaturverteilung im Grossen Karajak-Eisstrom können wir uns ein ungefähres Bild davon entwerfen, welcher Wärmezustand in dem Inlandeise erreicht werden wird. In 70 bis 80 cm Entfernung von der Oberfläche müssen die täglichen Wärmewellen verschwinden; in einem grösseren Abstand, der von der Amplitude des jährlichen Ganges der Lufttemperatur abhängt, aber 30 m Tiefe kaum überschreiten dürfte, werden auch die jährlichen Wärmeschwankungen nicht mehr bemerkbar sein und einem stationären Zustand weichen, wie er auf der Tasiusak-Stufe in 2,20 m Tiefe schon zwei Monate lang besteht. Die Temperatur desselben wird von der Grösse der Kältesumme abhängen, welche die Oberfläche des Eises im Laufe des Jahres empfängt.

Das Vordringen der Kälte nach der Tiefe von dieser im Vergleich zur Gesamtdicke noch der Oberfläche angehörenden Lage mit stationärer Temperatur ist an sich unbeschränkt. Es wird deshalb, so lange das Vordringen in eine Eismasse von 0° erfolgt, erst ein steiles, weiterhin ein immer schwächeres Kältegefälle entstehen, wie es meine Kurven (Abbildung 40) für solche dynamische Zustände zeigen. Der grösste untere Teil der Eismasse wird zunächst auf 0° bleiben; ein grosser zweiter Teil darüber wird ganz wenig unter 0° abgekühlt sein und der kleinste Teil in der Nähe der stationären Temperaturschicht oben wird sich zwischen 0° und der stationären Temperatur befinden. Diese Verteilung folgt aus dem beobachteten Gange der Temperatur im Grossen Karajak-Eisstrom; sie entspricht auch dem Gange der Exponentialfunktionen, welche als partikuläre Integrale die partielle Differentialgleichung der Wärmeleitung lösen; sie gilt für den Fall, dass die Kälte von oben her vordringt.

Mit der Zeit muss aber das ungleichmässige Gefälle immer mehr einem linearen weichen, welches von der Schicht der stationären Temperatur ausgeht und sich erst in Tiefen verflacht, die mit der Zeit wachsen. Auch dieses zeigen die Beobachtungen auf dem Grossen Karajak-Eisstrom. Das Endergebnis, der stationäre Zustand, ist ein lineares Gefälle innerhalb der ganzen Eismasse bis zu einer unteren Grenze, welche dem Vordringen der Kälte gestellt ist. Welches ist diese Grenze?

F. Nansen[1] nimmt an, dass es die Unterfläche des Eises sei, weil diese durch die Erdwärme auf der Schmelztemperatur erhalten wird. Ich glaube aber nicht, dass die Erdwärme hier in Betracht kommt. Denn wie ich an anderer Stelle bewiesen habe,[2] werden die Geo-Isothermen der Erde durch eine darauf lastende Eismasse nicht gehoben, sondern gesenkt, weil die Erde sich in der Berührung mit Eis von 0° schneller abkühlen muss, als wenn sie in die Temperatur von 0° frei ausstrahlen würde. Hieraus folgt, dass das Vordringen der Kälte durch die Erdwärme an der Unterfläche des Eises nicht beschränkt ist, sondern dass die Grenzfläche überschritten wird, und dass ein Weiterdringen der Kälte in dem

[1] Petermann's Mitteilungen, Ergänzungsheft Nr. 105, Gotha, 1892, S. 93.
[2] Verhandlungen des VIII. Deutschen Geographentages zu Berlin, 1889, S. 162 ff.

Boden bei anderen Leitungsverhältnissen erfolgt. Infolgedessen könnte die ganze Eismasse bis zur Unterfläche unter 0° abgekühlt werden, wenn kein anderer Grund als die Erdwärme dem entgegenstände. Das Kältegefälle müsste die Grenzfläche zwischen Boden und Eis überschreiten; es würde im Eise auch am Boden noch Kälte bestehen.

Es ist wohl möglich, dass dieses stellenweise auch der Fall ist, und dass besonders in der Umgebung der hohen Nunataks der Ostküste und des südlichsten Grönland, wo die Eismassen dünn sind, eine durchgängige Durchkältung statt hat. Die Bewegung, welche dort vorhanden ist, würde dann mehr in einem Niederbrechen der durch andere Bewegungsvorgänge des Stützpunkts beraubten Teile, als in einem Strömen bestehen. Ich denke mir diese Verhältnisse ähnlich, wie bei den Niederbrüchen des Hochlandeises im Hindergrunde des Asakak-Gletschers (Tafel 37).

In dem grössten Teile des Inlandeises aber und besonders in der Nähe der Küste liegen sicher andere Verhältnisse vor. Wenn es auf die Kältesumme, welche die Oberfläche empfängt, allein ankäme, dann müsste überhaupt das ganze Inlandeis Nord-Grönlands von der Oberfläche her unter 0° abgekühlt sein, denn die mittlere Jahrestemperatur ist bis zum Meeresspiegel überall unter 0°; es würde dann nur eine Frage der Zeit sein, bis die Kälte das Eis durchdrungen hat.

Im Karajak-Gebiet, wo die mittlere Jahrestemperatur an unserer Station im Meeresspiegel — 4,6° betrug, war dies aber nicht der Fall, wie meine Beobachtungen gezeigt haben. Ein Kältezustand im Eise existierte nur von Ende Oktober bis Ende Juni; in den übrigen vier Monaten herrschte in der gesamten Masse die Schmelztemperatur. Die Wassermengen, welche zur Tiefe stürzen, und die Wärmeströme, welche von den Schichten ausgehen, haben das hinreichend erklärt. Im Inlandeise werden dort, wo noch Spalten bestehen, diese der hauptsächlichste Weg sein, auf welchem die Nulltemperatur im Eise hergestellt wird. Wo die Spalten aufhören, bleibt noch der Weg der Schichtbildung übrig, und ich meine, dass dieser im Bewegungsmechanismus des Eises begründete Vorgang noch weiten Gebieten des Inlandeises die Nulltemperatur mitteilen wird und erhält.

Es handelt sich nicht um grosse Kältebeträge, welche in den unteren Teilen des Inlandeises auszugleichen sind. Nehmen wir auf der Höhe des Inlandeises nach H. Mohn und F. Nansen[1] eine mittlere Jahrestemperatur, welche der Temperatur der stationären Schicht entspricht, von — 20° C. an, so werden bei der Dicke des Eises bis zum Boden doch nur geringe Kältemengen vordringen. Wir ersehen aber aus den Beobachtungen auf Tasiusak, dass es eines nur geringen Eiswachstums bedarf, um grosse Kältemengen zu kompensieren. Es wird demnach im Inlandeise nur einer geringen Menge von Schichtenbildungen bedürfen, um durch die davon ausgehenden Wärmeströme der bis zum Boden gelangenden Kälte

[1] Petermann's Mitteilungen, Ergänzungsheft Nr. 105, Gotha, 1892, Tafel II.

die Wage zu halten. Gewiss werden manche Eisgebiete der Schichtenbildung ungünstig sein, weil das Wasser in anderen Richtungen fortgepresst wird und deshalb in den ersteren nicht zum Wiedergefrieren gelangt. Im allgemeinen aber können wir annehmen, dass das Wasser zu den am wenigsten belasteten, dünneren und deshalb auch am meisten durchkälteten Gebieten hingedrückt wird, und dass deshalb die von seinem Gefrierprozess ausgehenden Wärmeströme gerade die Teile des Inlandeises durchdringen, denen es am meisten an Wärme fehlt.

In dem Gebiet der Tasiusak-Stufe, wo meine thermischen Messungen ausgeführt sind, war die Schichtenbildung in grosser Entwickelung (Tafel 16). Hier besteht also sicher eine Gegenwirkung gegen das Eindringen der Kälte, und dieses letztere ist nicht unbeschränkt. Die geschichteten Teile, welche gerade auch im Winter entstehen, wie meine Beobachtungen über das Schwellen der Randgebiete zeigen, bilden für das Vordringen der Kälte die sichere Grenze, und die Höhenlage dieser Grenze hängt von der Dicke der Schichtenbildungen ab. Ich glaube, dass das in weiten Gebieten des Inlandeises ebenso ist. Die Verteilung der Kälte in den Gebieten, wo keine Spalten mehr sind, auf welchen Wärmemengen mit dem Wasser herabstürzen, muss dann derart sein, dass zwischen der stationären Temperaturschicht in der Nähe der Oberfläche und den geschichteten Teilen des Eises am Boden mit der Zeit ein lineares Kältegefälle zur Ausbildung kommt. Wenn Spalten vorhanden sind, rücken sie die untere Grenze der Kälte und die Nulltemperatur noch höher hinauf.

Über die Tiefe der stationären Temperaturschicht unter der Oberfläche des Eises kann man sich aus Mangel an Beobachtungen keine bestimmte Vorstellung bilden. Die Kältewellen des langen Winters und die Wärmewellen des kurzen Sommers, von denen die letzteren von der Verhärtung der obersten Schneelagen ausgehen müssen, interferieren und bestimmen die Tiefe der Schicht. Verhärtete Schneelagen hat Nansen auch dort noch getroffen, wo die Lufttemperatur niemals über den Gefrierpunkt steigt; sie werden überall vorkommen, wo die Sonne hinkommt, und sie bilden ein nicht unwesentliches Gegengewicht gegen die Kältewellen des Winters. Die Tiefe der stationären Schicht hängt von der Grösse der Schwankungen zwischen den absoluten Beträgen der verschiedenen Wellen ab. Je gleichmässiger die Oberflächen-Temperatur ist, desto tiefer liegt die stationäre Schicht. Auf der Oberfläche des Inlandeises wird es sich um grosse Schwankungen handeln, da die Kälte der Luft stark ist, und auch die Wärmewellen des Sommers wirksam sein müssen, weil sie ihren Grund in der Verhärtung der Schneelagen, also in dem Gefrierprozess, haben. Es lässt sich deshalb annehmen, dass die stationäre Schicht verhältnismässig nicht tief liegt; sicher aber kommt ihre Tiefe im Vergleich mit der Gesamtdicke des Eises nicht in Betracht.

Siebzehntes Kapitel.

Die Struktur des Eises.

Auf die Struktur des Eises habe ich schon in den früheren Abschnitten wiederholt Bezug nehmen müssen, als es sich darum handelte, das Aussehen der Oberflächen und die Bildung der verschiedenen Eisarten zu besprechen. So fanden die drei Hauptstrukturformen des Inlandeises, die Spalten, die Blaubänder und die Schichten, welche für dessen einförmige Oberflächen eine bestimmte Gliederung schaffen, im vierten Kapitel ihre Behandlung. Die ersten beschrieb ich als diejenigen Flächen, auf welchen die im Eise durch Bewegung entstandenen Spannungen sich lösen und welche nach Veränderung der Spannungszustände sich zu blauen, weissen oder schmutzigen Querbändern schliessen; die zweiten wurden als die Flächen gedeutet, auf welchen die in der Bewegung entstehenden Druckkräfte zur Auslösung kommen; die Schichten endlich, weisse und schmutzige in wiederholter Wechsellagerung, sind die Flächen, längs welchen der Druck der auf dem Untergrunde lastenden Eismasse in bestimmter Weise zur Wirkung gelangt. Die beiden letztgenannten Systeme von Druckflächen gehen in einander über, wenn die Bewegung des Eises durch eine entgegenstehende Land- oder Eismasse gehemmt wird. Dann biegen sich die Schichten von der zum Boden parallelen Stellung mit konvex gekrümmten Flächen gegen das Hindernis gekehrt zur Oberfläche empor, wie es in den Randgebieten des Inlandeises und in den Küstengletschern an vielen Stellen, z. B. bei dem zweiten Nebengletscher des Sermiarsut und in der Zunge des rechten Armes des Ujarartorsuak-Gletschers der Fall ist. Sehr verwickelte Schichtenstellungen entstehen, wenn sich verschiedene Schichtensysteme, die in den einzelnen Nährarmen eines Gletschers entstanden sind, in dem letzteren durchdringen.

Alle diese Verhältnisse sind früher im einzelnen besprochen und in ihrem Aussehen geschildert; auch die Eigentümlichkeiten des in den Spalten und in den Kryokonitlöchern gefrorenen Wassers wurden beschrieben; desgleichen fand die

Zusammensetzung und die Festigung der Eisdecken von Bächen, Binnenseen und Fjorden ihre Behandlung. Es wurde erörtert, wie sich in den letztgenannten Eisbildungen dünne Blättchen in bestimmter Weise an einander gliedern und ordnen, während die Schneekrystalle auf dem Inlandeise von dem durchsickernden Wasser teils zu klumpigen Stengeln verkittet werden, teils zu klaren festen Körnern anwachsen. Von der verschiedenen Art des Wachstums hängen die Eigenschaften ab, welche die verfestigte Eismasse als ganzes besitzt.

Während nun in den früheren Ausführungen das makroskopische, äussere Aussehen der verschiedenen Bildungen und Strukturen vorzugsweise behandelt ist, sollen in dem vorliegenden Kapitel die krystallographischen Verhältnisse erörtert werden, also im wesentlichen die Ergebnisse, welche durch mikroskopische Untersuchungen gewonnen sind. Es wird sich dabei Gelegenheit bieten, die früheren Schilderungen in Einzelheiten zu ergänzen und unter einem einheitlichen Gesichtspunkt zusammenzufassen. Manches Ergebnis, das früher nur angedeutet werden konnte, wird hier seine Begründung erfahren. Die Methode der Untersuchung ist dabei die umgekehrte, wie in den früheren Fällen; denn bei diesen wurde die Entstehung und das natürliche Wachstum der verschiedenen Bildungen und Strukturen verfolgt, jetzt werden die Ergebnisse behandelt, welche man nach künstlicher Zerlegung der gewordenen und einheitlich erscheinenden Massen unter dem Mikroskop erhält.

Die Kornstruktur.

Früher herrschte die Ansicht, dass das auf dem Lande aus Schneekrystallen entstandene Gletschereis sich darin wesentlich von dem durch Gefrieren von Wasser gebildeten Eis unterscheidet, dass das letztere bei allmählicher Schmelzung in warmer Luft Rinde um Rinde von aussen verliert und einheitlich dahinschwindet, ohne im Innern zerlegt und getrübt zu werden, während das erstere bald eine Menge feiner Trennungen im Innern erkennen lässt, die wie Haarspalten seine Masse durchziehen und an denen es allmählich in einzelne unregelmässig umgrenzte Körner zerfällt.[1] Man betrachtete diese Zusammensetzung aus einzelnen Individuen, welche beim Schmelzen hervortritt, als eine Eigentümlichkeit des Gletschereises, und bezeichnete sie als Kornstruktur, wobei man, wie beim Granit oder Marmor unter diesem Begriff ein solches Gefüge versteht, bei welchem unregelmässig und verschiedenartig umgrenzte Krystalle, also krystallinische Körner und Blätter, nach allen möglichen Richtungen mit- und durcheinander verwachsen sind, ohne irgend eine bestimmte Anordnung erkennen zu lassen.[2]

Es ist nun das Verdienst von R. Emden[3], den Nachweis erbracht zu haben, dass die Kornstruktur nicht eine Eigentümlichkeit allein des Gletschereises, sondern

[1] A. Heim, Handbuch der Gletscherkunde, Stuttgart 1885, S. 118.
[2] H. Credner, Elemente der Geologie, V. Auflage, Leipzig 1883, S. 24.
[3] Über das Gletscherkorn, Zürcher und Furrer in Zurich.

eines jeden Eises ist, und dass jedes Eis unter geeigneten Schmelzbedingungen in eine Menge einzelner Individuen zerfällt. Heute kann man daher nicht mehr die Möglichkeit, das Eis zu zerlegen, als eine charakteristische Eigentümlichkeit des Gletschereises bezeichnen. Wenn so ein Merkmal in Fortfall kommt, an welchem man Gletschereis von anderen Eisarten unterscheiden zu können glaubte, so tritt an dessen Stelle ein wichtiger und besserer Ersatz, nämlich die Möglichkeit, die einzelnen Eisarten durch die Gestalt und Anordnung der Individuen zu unterscheiden, in welche sie bei der Zerlegung zerfallen.[1] Freilich fällt dort, wo eine bestimmte Gestalt und Anordnung der Individuen besteht, strenge genommen die Berechtigung fort, noch von einer Kornstruktur zu sprechen, weil dieser Begriff den Mangel jeder bestimmten Gestalt und Anordnung einschliesst. Indessen lasse auch ich den Ausdruck „Kornstruktur“ zur Bezeichnung des Gefüges in allen Eisarten bestehen, weil er eingebürgert ist und weil ich glaube, dass es besser ist, die Eigentümlichkeiten der Struktur in jeder Eisart zu beschreiben, als bei jeder einen neuen Namen zu wählen. Strenge genommen trifft der Ausdruck Kornstruktur schon im Gletscher und im Inlandeise nicht an allen Orten zu, weil auch in diesen stellenweise eine bestimmte Anordnung der Individuen besteht.

Die Zerlegung in Körner tritt in der Natur namentlich dort ein, wo eine Eismasse in freier Lage einer mässigen Erwärmung in der Luft ausgesetzt wird. Intensive Sonnenbestrahlung ist nach meinen Erfahrungen in erster Linie der Zerlegung hinderlich, weil die Eisoberflächen dann zu schnell schwinden. Sie werden dabei ausgezackt und ausgefressen und erhalten ein gewisses schlackiges Aussehen, sie werden aber nicht an den Grenzflächen der Körner gelockert. Die dünnen scharfen Schalen, welche auf den Oberflächen der Fjorde und Binnenseen unter dem Einfluss anhaltender Sonnenwirkung entstehen, kehren sich nicht an die Korngrenzen, sondern setzen durch eine Anzahl von Körnern hindurch.

Zweitens ist der Zusammenhang der Eismassen in grösseren, festen Komplexen der Zerteilung in Körner hinderlich. Ein frei liegender Block jeglicher Eisart pflegt in der Regel an den Korngrenzen gelockert zu werden und schliesslich ganz in Körner zu zerfallen, während eine denselben Wärmebedingungen ausgesetzte Eiswand noch kaum eine Lockerung in den äussersten Teilen erkennen lässt. Von den zusammenhängenden Eiskomplexen werden dabei die vielgestaltigen Oberflächen der Gletscher und des Inlandeises im Frühjahr leichter an den Korngrenzen gelockert, als die ebenen Decken der Binnenseen und Fjorde, weil bei jenen die Wärme nicht nur von einer Richtung, sondern auch von den Wänden der Buckel und Spalten, die sich überall finden, die Eismasse angreift, während sie bei diesen nur in einer Richtung vordringen kann. Auch ist das Gefüge beim Binnenseeeis infolge der Seite 412 geschilderten Druckverhältnisse und beim Fjordeis

[1] E. v. Drygalski, Die Südpolar-Forschung und die Probleme des Eises (Verhandlungen des XI. Deutschen Geographentages zu Bremen, Berlin 1895). E. v. Toll, Die fossilen Eislager und ihre Beziehungen zu den Mammuthleichen (Mémoires de l'Académie Impériale des Sciences de St. Pétersbourg, 1895, VII. Sér. Tome XLII, No. 13, S. 63).

nach einer anhaltenden Durchtränkung mit Wasser mehr gefestigt, als beim Inlandeis, wo sich die Zusammenschweissung der Körner zu einer einheitlich glatten Eisoberfläche im Herbst nur dadurch vollzieht, dass das Wasser in den Rissen und Poren, welche die Eismasse durchsetzen, von aussen vordringt und dann erstarrt.

Beim Beginn der Wärmewirkung im Mai zeigte sich so eine Zerteilung des Eises in Körner sehr schnell bei losen Blöcken sowohl von Gletschereis, wie von Fjordeis und von Binnenseeeis. Sie zeigte sich ebenfalls schnell und sehr allgemein auf der zusammenhängenden Oberfläche des ersteren, während auf denen der letzteren eine Zerlegung nur dort gefunden wurde, wo Wasser auf den eigentlichen Decken ohne Zusammenhang mit diesen gefroren war. Einen Zerfall der zusammenhängenden Wassereisdecken selbst habe ich nur auf dem Inlandeise in gänzlich ausgefrorenen Spalten und Kryokonitlöchern gesehen, wo das Eis dann eben denselben Bedingungen unterlag, wie das Inlandeis in seiner Umgebung, und wo es keine selbständigen, eben begrenzten und einheitlich festgefügten Massen bildete. Besonders gefördert war die Zerlegung bei diesen Bildungen dort, wo die Decken ausgefrorener Löcher und Kaulen emporgetrieben und gesprengt waren, und wo die Wärme von den Rissen aus angreifen konnte. Die Zerlegung kommt somit nicht bei allen Eisarten gleichmässig vor; beim Fjordeis und beim Binnenseeeis leistet die Festigkeit des Gefüges und der Mangel an Angriffspunkten mehr Widerstand, als beim Inlandeis.

Drittens ist die stete Berührung mit Wasser der Zerlegung hinderlich, wie man daraus ersieht, dass bei schwimmenden Blöcken jeglicher Eisart der über Wasser befindliche Teil fast allgemein zerteilt ist, während der unter Wasser befindliche, obgleich er schneller schmilzt, seinen Zusammenhang dabei bewahrt. Ich habe bei Kajakfahrten, wo ich die schwimmenden Eisstücke am genauesten besehen konnte, mehrfach verschiedene Stufen von Zersetzungen gefunden, welche mit Veränderungen in der Lage der schwimmenden Eisstücke in deutlichem Zusammenhang standen. Der frisch aus dem Wasser aufgetauchte Teil des Eises war weniger zerfallen, als der, welcher schon länger darüber hervorragte, und am wenigstens der, welcher sich noch im Wasser befand.

Es ist eine natürliche Folge der genannten Bedingungen — mässige Wärme, unbehindert freie Lage und Berührung mit der Luft — dass die Zerteilung in Körner in der Natur beim Wassereis seltener wahrgenommen wird, als bei den Gletschern und bei dem Inlandeis. Denn alle drei Bedingungen sind regelmässig bei den letzteren vorhanden, und bei dem ersteren nur in Ausnahmefällen, nämlich bei abgetrennten und auf das Land geworfenen Blöcken oder bei aufgefrorenen Schalen, wenn man von den dem Inlandeise beigemengten Wassereisbildungen absieht. Ganz allgemein kann man dagegen bei allen Eisarten die Zerteilung in Körner erhalten, wenn man sie einer künstlichen Erwärmung aussetzt. Bei den zahlreichen Fällen, in welchen ich die verschiedensten Eisbildungen daraufhin untersuchte, fand ich wenige, in welchen es nicht gelang; und bei diesen lag es

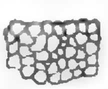
daran, dass das Eis zu schnell abschmolz. Ich pflegte die Erwärmung so vorzunehmen, dass ich ein Eisstück auf einer heissen Messingplatte schliff. Auf der ebenen Fläche, die ich schnell auf diese Weise herstellte, war dann nach kurzer Zeit ein Netz von scharfen feinen Linien zu erkennen, von welchen Flächen ausgingen, die das Eis in Zellen zerteilten. Bei den verschiedenen Eisarten schritt der Schmelzprozess mit verschiedener Geschwindigkeit von diesen Flächen im Eise fort. Während ich aber beim Gletschereis eine vollständige Trennung der einzelnen Körner auch schon bei dickeren Platten erzielte, pflegte Binnenseeeis bis zu ganz verschwindender Dünne den Zusammenhang zu bewahren. Bisweilen gelang es noch zuletzt eine Trennung zu bewerkstelligen; häufig aber schmolz die Platte fort, ohne dass diese gelang, obgleich die Grenzen schon lange sichtbar waren. Man sieht auch hieran, dass das Eis der Binnenseen das festeste Gefüge besitzt.

Ich gehe nun dazu über, die Kornstruktur bei den verschiedenen Eisbildungen zunächst nach ihren äusseren Eigenschaften zu beschreiben.

Die äusseren Eigenschaften der Körner.

Das feinste Korn habe ich auf den Eisfeldern der Schneekuppe (Karte 8) gesehen, welche oberhalb der Schneegrenze in denjenigen Höhenzonen liegen, über welche die Null-Isotherme der wärmsten Tage nicht emporsteigt. Das Korn schwankte dort von der Grösse eines Stecknadelkopfes bis zu der einer Linse; es hatte meist kugelig runde Formen und war hell und klar (Abbildung 41). In seiner Lagerung waren an der Oberfläche zwei Arten zu unterscheiden: **eine Anordnung zu dünnen Schalen und eine solche zu blumenkohlartigen Köpfen.** In den ersteren waren die Körner häufig, und besonders auf dem am tiefsten gelegenen Schneefeld, wo die Schmelzwirkung der Sonne am stärksten war, so dicht aneinander gegliedert, dass die Schalen einheitlich klar erschienen und eine Trennung in stecknadelgrosse Körner durch ein Netzwerk von feinen Linien erst durch Erwärmung erzielt wurde. In den blumenkohlähnlichen Aggregaten bauten sich die Körner ohne Bindemittel auf einander auf, indem sie nur an einzelnen Punkten und Kanten aneinander gekittet waren. Diese zweite Art der Angliederung befand sich auf dem untersten Schneefeld vorzugsweise in den trichterförmigen Vertiefungen der Schalen, in den Löchern, welche diese durchsetzten, und in den Bachrinnen, also überall dort, wo ein gewisser Schutz gegen die Sonne vorhanden war. Auf den höher gelegenen Feldern wucherten sie auch zahlreich auf der freien Oberfläche selbst.

Abbildung 41.



Das Korn auf den Hocheisfeldern der Schneekuppe.
Natürliche Grösse.

Unter der Oberfläche war auf den Schneefeldern ein zelliges Eis, welches zahlreiche Luftblasen von verschiedener Grösse enthielt. Die Wände der letzteren bestanden aus demselben klaren feinkörnigen Eis, wie die Schalen der Oberfläche

(Abbildung 41). Infolge der reichlichen Luftbeimengungen zwischen den Wänden hat dieses Eis in der Gesamtheit meist ein weisses Aussehen. In den grösseren Blasen lagen feine Körner locker zusammengehäuft und nicht, wie an der Oberfläche, zu blumenkohlähnlichen Gebilden verfestigt. Je reichlicher die Luftblasen in dem Eise waren, desto lockerer, poröser und schlackiger war dessen Gefüge. Es gab auch Teile, die einheitlich klar erschienen. Die Korngrösse ging indessen auch hier nicht über die angegebenen kleinen Beträge hinaus.

Eine deutliche Krystallform erinnere ich mich nicht an den feinen Individuen auf den Eisfeldern der Schneekuppe gesehen zu haben. Auch wo sie lose lagen oder nur leicht aneinander gekittet waren, waren sie angeschmolzen und abgerundet; sie entsprachen deshalb strenge dem Begriffe des Kornes. Sie befanden sich in dem ersten Stadium der Umwandlung von dem Schneekrystall zu dem Gletscherkorn. Von einer Vergrösserung des ersteren war in diesem Anfangsstadium wenig zu bemerken. Die Umwandlung bestand lediglich in der Abstumpfung der Krystallformen und von den blumenkohlähnlichen Gebilden an bis zu dem schaligen und zelligen Eis in einer wachsenden Angliederung der Krystalle aneinander durch das zwischen den Individuen und um diese herum gefrierende Schmelzwasser. Auf dem untersten Schneefeld, wo das Schmelzwasser am reichlichsten war, waren auch die klaren Schalen an der Oberfläche am reichlichsten zu finden, während auf den höheren Feldern das lockere Gefüge überwog. Es besteht kein Zweifel, dass das Schmelzwasser die Verkittung der einzelnen Krystalle allmählich vollzog, weil dieselbe aus den ursprünglich lose nebeneinander liegenden Individuen erfolgte, wie man sie in den Hohlräumen auch gegenwärtig noch sah.

Dass regelmässig umgrenzte Krystalle auf den Eisfeldern der Schneekuppe von mir nicht gesehen sind, liegt zweifellos daran, dass schon einige Tage seit dem letzten Schneefall in jenen Höhen vergangen waren und der Schmelzprozess seitdem lebhaft gewirkt hatte. Unmittelbar nach einem Schneefall wird man hier ebenfalls bestimmte Krystallformen finden, wie es auf dem Inlandeise in der gleichen Meereshöhe geschah. Unter den Formen der Schneekrystalle sieht man kleine sechseckige Tafeln, sechsstrahlige Sterne, feine Nadeln, welche zu Sternen, Sternsystemen und bisweilen auch zu Kugeln geordnet sind, und dazwischen eine Fülle von Übergängen und von Kombinationen, welche sich alle auf die drei genannten Grundformen zurückführen lassen oder richtiger auf die eine Grundform der hexagonalen Tafel, da der Stern und die Nadel nur durch Ausschmelzung aus der Tafel entstehen, wie man bei der Betrachtung einer schmelzenden Tafel erkennt. Ich will auf die Formen der Schneekrystalle an dieser Stelle nicht eingehen; dieselben haben neuerdings durch G. Hellmann[1] und G. Nordenskiöld[2] eine eingehende Darstellung erfahren. Die Prismenform, welche G. Hellmann beschreibt, habe ich nicht beobachtet.

[1] Schneekrystalle. Berlin 1893.
[2] Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. Bd. XV, 1893. Haft 3.

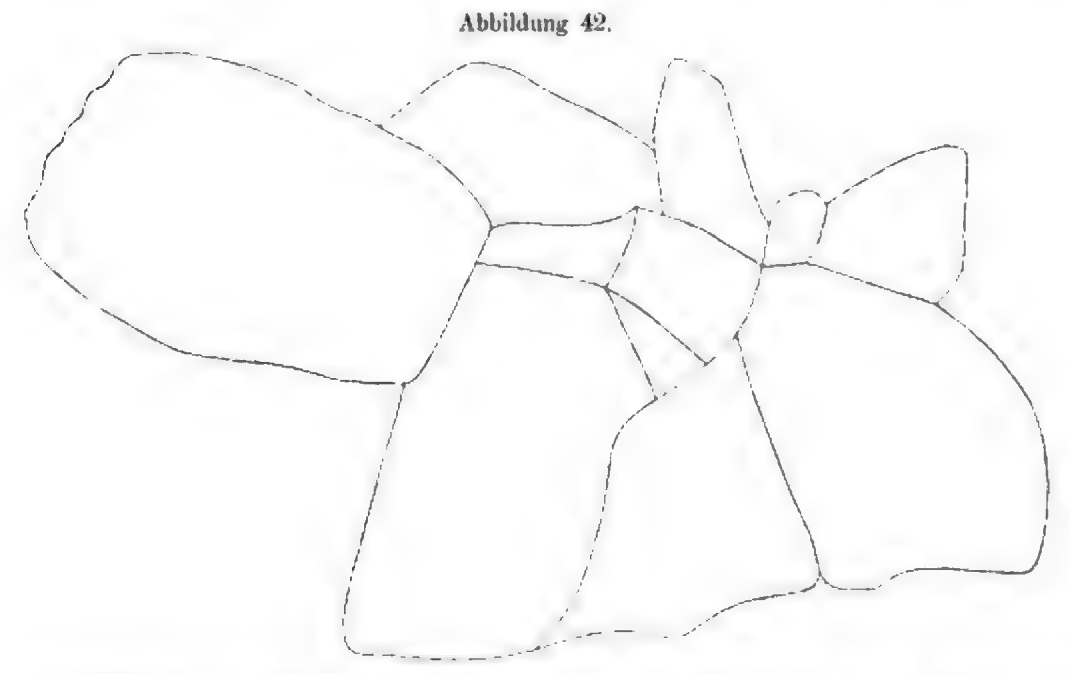
Es ist nun zu bemerken, dass ausser den regellos gelagerten Schneekrystallen, aus welchen die Körner entstehen, in Hohlräumen auf dem Inlandeise, wie in den Spalten der Gletscher auch solche Krystalle gefunden wurden, die noch ihre scharfe Umgrenzung und dabei schon eine bestimmte Angliederung aneinander besassen. Es waren das ähnliche Ausblühungen, wie man sie bei uns auf den Gräsern und in den Zweigen sieht; in Grönland schmückten sie vorzugsweise die Eisdecken der Fjorde und wucherten in Eintiefungen und Rinnen derselben in üppigster Fülle und Grösse. Es sind teils regelmässig sechseckige, hohle Pyramiden, deren Seiten aus schuppenförmig übereinander übergreifenden kleinen hexagonalen Plättchen bestehen (Tafel 44, Abbildung 5 und 6); meistens fehlt an den Pyramiden jedoch eine oder mehrere Seiten oder auch die Spitze. Teils sind es Zweige, Äste und Bäume, welche sich ebenfalls aus lauter kleinen sechseckigen Plättchen zusammensetzen. Solche Bildungen sind schon früher von F. A. Forel beschrieben.[1] Es sind Krystallisationen der in der Luft enthaltenen Feuchtigkeit, die sich an jeden Gegenstand ansetzen. Auf dem Inlandeise habe ich sie namentlich in leeren Kryokonitlöchern gefunden; an dem Kome-Gletscher sah ich sie in einer Spalte in ganz vorzüglicher Schönheit und Fülle. Auf freien Oberflächen sind sie weniger häufig, weil dort der Feuchtigkeitsgehalt der Luft nicht festgehalten wird. Auch auf den Eisdecken der Fjorde schliessen sie gerne an Unebenheiten an. Nur in der vom Wasser durchtränkten und deshalb stets feuchten Randzone des Fjordeises wuchern sie auch auf der freien Oberfläche in grosser Menge. Hier enthalten sie Beimengungen von Salz, wie ihr Geschmack beweist.

Ich habe Seite 407 den Ursprung der Forel'schen Streifung beim Eise der Bäche und Binnenseen geschildert. Meiner Ansicht nach liefern diese Krystallplättchensysteme, aus denen wie aus jedem einzelnen Schnellkrystall durch Anschmelzen und Umfrieren Körner entstehen, diejenigen Körner des Gletschereises, welche die Forel'sche Streifung zeigen. Auch hier besteht diese dann nur aus den Zwischenräumen der feinen, aneinander gelegten Plättchen, wie beim Binnenseeeis. Dass die Forel'sche Streifung vorzugsweise in Grotten der Gletscher getroffen wird, wo derartige Ausblühungen am reichlichsten entstehen, kann diese Auffassung nur bestätigen. Ich habe bei den Pyramidenflächen die einzelnen Schuppen mehrfach so eingeebnet gefunden, dass ihre Kanten nur noch eine Streifung der Fläche bildeten. Es ist mir indessen nicht gelungen, bei einem Korn des Inlandeises, in welchem die äusseren Flächen der Krystalle schon vollkommen verschwunden waren, den Zusammenhang zwischen den Krystallplättchen-Aggregaten und der Forel'schen Streifung nachzuweisen; ich kann ihn deshalb nur aus der Ähnlichkeit der Erscheinung mit der bei dem Bach- und dem Binnenseeeis gefundenen erschliessen. Da derartige Aggregate an den Gletschern und auf dem Inlandeise reichlich zu finden waren, müssen jedenfalls auch Körner aus so geordneten Grundgerüsten entstehen.

[1] Archives des Sciences physiques et naturelles. III. Période, XVII, 1887, S. 495 ff.

Das fernere Wachstum der feinen Körner vollzieht sich in freier Lage unter Umständen sehr schnell. Von wesentlicher Bedeutung ist dabei, dass das Schmelzwasser ungehinderten Zutritt hat. In lockerem Schnee habe ich auf der Tasiusak-Stufe des Grossen Karajak-Eisstroms Ende Mai, als die Wasserthätigkeit dort lebhafter wurde, aus winzigen Körnern in wenigen Tagen solche von der Grösse einer Erbse entstehen gesehen. Auch auf der Höhe des Inlandeises fanden wir Mitte Juni Anhäufungen von lose nebeneinander liegenden, klaren Körnern von der gleichen Grösse. Für ein derartig schnelles Wachstum ist es Bedingung, dass die Körner nicht von vornherein aneinander gekittet, sondern wiederholt von Schmelzwasser umrieselt werden. Nach einer schnellen Verkittung wachsen wohl

Abbildung 42.



Die Kornstruktur in einem vom Grossen Karajak-Eisstrom abgelösten und in dem Hüttensee bei 160 m Meereshöhe frei liegenden Eisblock.

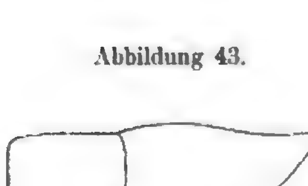
Natürliche Grösse.

die Poren zwischen den Körnern in kurzer Zeit zu, so dass aus den porösen, schlackigen Aggregaten zusammenhängendes klares Eis entsteht, aber eine Entwickelung der Korngrösse erfolgt in dieser behinderten Lage nicht. Wenn nicht innere Umwandlungen, auf die ich später zu sprechen komme, hinzutreten, bleiben die Körner nach einer schnellen Verkittung so klein, wie sie es auf den Eisfeldern der Schneekuppe waren.

Auf dem Inlandeise finden sich Körner von der verschiedenartigsten Grösse und Gestalt neben einander sowohl innerhalb der ganzen von mir begangenen Flächen, also von etwa 800 m Höhe bis zum Meeresspiegel hinab, als auch in den Vertikalschnitten von der Oberfläche bis zum Boden. Es ist indessen Thatsache, dass die kleinen und kleinsten Körner in den höher gelegenen Zonen

häufiger sind, als in den tieferen, und desgleichen im allgemeinen an der Oberfläche häufiger, als in den untersten Lagen, ohne dass man bestimmte Verhältniszahlen angeben könnte. Bis zu 700 m Meereshöhe hinauf habe ich Körner von der Grösse einer Wallnuss häufig gesehen. Grösser als eine Wallnuss sind die Körner auch am Meeresspiegel und in den untersten Lagen der Eisströme selten. Unter zahlreichen Beobachtungen finde ich einige Mal die Grösse einer kleinen Birne (Kräuterbirne) vermerkt, zweimal an je einem Korn Grössen bis zu einer kleinen doppelten Faust. Die letzteren fanden sich am 16. Juli und am 14. August 1892 in losen Eisblöcken, welche in dem trocken gelegten Hasensee (Karte 2) umherlagen. Ich habe dieselben nicht herausgenommen, um eine weitere Zerlegung zu versuchen, sondern im Vorübergehen nur die Grösse verzeichnet, welche ich an der zersetzten Oberfläche sah. Bei den zahlreichen Zerlegungen, die ich sonst vornahm, habe ich höchstens Grössen bis zu einer kleinen Birne gefunden und muss deshalb diesen Umfang als den grössten bezeichnen, der in dem Inlandeise im allgemeinen vorkommt.

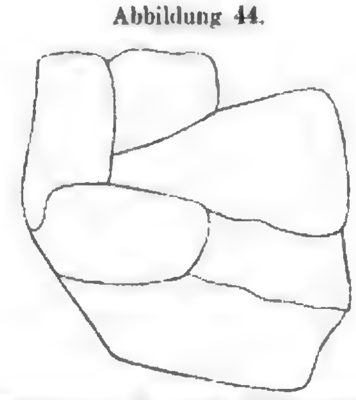
Abbildung 43.



Die Kornstruktur in den untersten klaren Lagen des Inlandeises bei 480 m Meereshöhe.

Natürliche Grösse.

Abbildung 44.



Die Kornstruktur in einem blauen Längsbande des Inlandeises bei 500 m Meereshöhe.

Natürliche Grösse.

Die darüber hinausgehenden Maasse sind, wenn sie einheitliche Körner betrafen, Ausnahmefälle, welche sich wohl durch die isolierte Lage der Eisblöcke, in denen sie enthalten waren, erklären.

Die Umgrenzung der Körner ist in allen Teilen des Inlandeises im allgemeinen unregelmässig (Abbildung 42). In den untersten, klaren Teilen des Grossen Karajak wurden indessen nicht selten auch platte Gestalten gefunden (Abbildung 43); das gleiche war in den Blaubändern neben unregelmässig umgrenzten Körnern gelegentlich der Fall (Abbildung 44). Immer waren die Körner in den unteren Teilen und in den Blaubändern kompakter und enthielten weniger Lufteinschlüsse, als diejenigen in der Nähe der Oberfläche und neben den blauen Bändern. Hier lösen zahlreiche Luftkanäle die Körner in eine Reihe von Ecken auf, die nur lose miteinander zusammenhängen und durch Erweiterung der Luftkanäle bei fortschreitender Abschmelzung ganz auseinanderfallen.

Unter Bewahrung der gleichen plattigen Gestalt waren die Körner in einem dünnen Schichtenbande im allgemeinen kleiner (Abbildung 45), als in einem dicken gleich darüber (Abbildung 46), was von dem Verlust an Masse herrührt, den die geschichteten Lagen durch Kompression erleiden und der natürlich um so

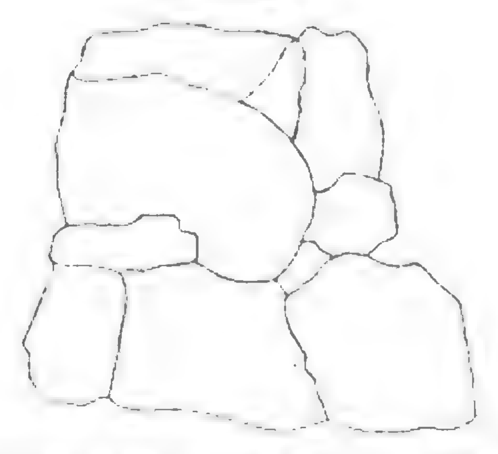
Abbildung 45.



Die Kornstruktur in einer dünnen, weiss geschichteten Lage des Grossen Karajak-Eisstroms dicht über der Grundmoräne im Hüttensee (160 m).

Natürliche Grösse.

Abbildung 46.



Die Kornstruktur in einer dicken, geschichteten Lage des Grossen Karajak-Eisstroms im Hüttensee (160 m).

Natürliche Grösse.

stärker war, je dünner das Band ist. Auf diese Weise kann die Korngrösse gerade in den untersten Lagen wieder geringer werden, während die breiten Schichtenbänder in der Tiefe der Eisströme sonst durch grosse Körner ausgezeichnet sind.

Abbildung 47.



Nest von kleinen Körnern in einem blauen Querbande des Inlandeises bei 500 m Meereshöhe.

35fache Vergrösserung.

Abbildung 48.



Die Kornstruktur an der freien Oberfläche des Sermiarsut-Gletschers.

Natürliche Grösse.

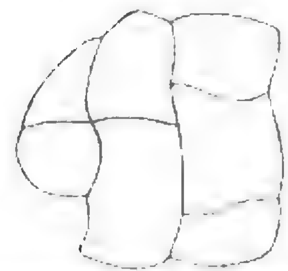
In blauen Querbändern fand ich Nester von besonders kleinen Körnern zwischen grösseren eingelagert (Abbildung 47) und schiebe das darauf, dass der Riss, aus welchem das Querband entstand, von Schneekörnern erfüllt war, welche eingeschlossen wurden. Sie hatten eine geringere Grösse, als die Eiskörner an den Wänden der Spalte, und zum Teil auch noch die regelmässige Umgrenzung der Schneekrystalle.

Über die Korn-Grössen und -Umgrenzungen in den **Küstengletschern** ist das gleiche zu sagen, wie über die des Inlandeises und seiner Ausläufer. Im Kome-Gletscher habe ich Körner gesehen, welche die Grösse einer kleinen Birne erreichten, grössere nicht. Weit überwiegend sind aber in den Küstengletschern kleinere Körner, und stets finden sich verschiedene Grössen neben einander (Abbildung 48). Auch hier hat geschichtetes Eis ein plattiges Korn (Abbildung 49). Unter den Oberflächenmoränen habe ich besonders grosse und kompakte Körner gefunden (Abbildung 50), was natürlich mit dem Schutz zusammenhängt, den die Steine gegen die direkte Zersetzung durch die Sonnenstrahlen gewähren.

Abbildung 50.



Abbildung 49.



Die Kornstruktur in einer geschichteten Lage nahe der Oberfläche des Kome-Gletschers.

Natürliche Grösse.



Die Kornstruktur dicht unter der Oberflächenmoräne des Kome-Gletschers.

Natürliche Grösse.

Die Körner des Bacheises entstehen durch die Aneinanderlagerung der einzelnen Platten, in welchen das Wasser erstarrt, zu länglichen Plattenbündeln und durch allmähliche Verdichtung derselben zu Körnern, welche so fest werden, dass man die Platten darin bei älterem Eise nicht mehr von einander zu trennen vermag (Tafel 44, Abbildung 2). Die Grösse der Platten und somit der Körner hängt von der Bewegung des Wassers ab, in dem sie sich gebildet haben. In ruhigem Wasser erreicht sie Beträge, wie sie im Inlandeise nicht vorkommen. In flachem und bewegtem Wasser bilden sich dagegen kleine und unregelmässig umgrenzte Körner. So hatte ein flacher Bach in der Nähe unseres Stationshauses, welcher vollständig ausfror, ein ausserordentlich kleines Korn. Der Bach des Kome-Gletschers, bei welchem ich die regellose Anhäufung kleiner Eisplättchen auf der Oberfläche des vorher gebildeten Thaleises gesehen hatte, hatte später unregelmässig umgrenzte Körner von der Grösse einer Erbse bis zu der einer kleinen Bohne, wie es der Grösse der Plättchen entsprach. Bei dem Absatz derselben wurden wenige gleichmässig gestellt; die meisten stockten in den seichten Wasserfäden, welche die Oberfläche überrieselten, an irgend einem Hindernis in verschiedener Stellung. Dadurch, dass die Zwischenräume zwischen den Plättchen

dann ausfroren, wurden diese zu Körnern erweitert, welche von denen des Inlandeises nach Form und Orientierung nicht zu unterscheiden waren.

In dem Bach auf dem Osthange des Karajak-Nunataks, dessen Gefrieren ich auf Seite 406 beschrieb, erreichten die Plattenbündel dagegen eine Dicke von 1 cm und mehr, und eine Länge von mehreren Centimetern (Tafel 44, Abbildung 2). Jedes Plattenbündel wurde mit der Zeit zu einem einheitlichen Krystall verdichtet, welches dem Korn des Gletschereises entspricht. Die Gestalt dieser Körner war an den Stellen des Bachlaufes, wo die Platten sich mit den Kanten an die Oberfläche angelegt hatten, die einer dicken, länglichen Scheibe. Nur an der von der Gefrierfläche abgekehrten, unteren Seite hatte diese eine unregelmässige Umgrenzung, weil die aneinandergelagerten Platten hier verschiedene Grössen gehabt hatten. Die Begrenzung an der Gefrierfläche und in den Ebenen parallel zu den Platten war eben. In den Zwischenräumen des ursprünglich durch die verschiedenen Plattenstellungen gebildeten Gitters, in welchen sich die Platten parallel zu der Oberfläche anlegten, entstanden längliche, klumpige Körner, deren Grösse verschieden war, je nach der Grösse des Zwischenraums, den sie ausgefüllt hatten, und der Stellung der Bündel, die diesen begrenzten.

Das Korn im Eise der Binnenseen hat die gleiche Entstehung und Zusammensetzung wie das des Bacheises (Seite 411). Man findet an der Oberfläche dort, wo lange Platten sich zu Bündeln vereinigt hatten, deren gradlinige Kanten sich an die Gefrierfläche anlegten, lange plattige Körner, welche von den Nadeln gebildet wurden, die man beim Beginn des Gefrierens über die Oberfläche hinschiessen sah. Ich möchte auch hier betonen, dass die unten ausgezahnten Flächen der Platten von der Oberfläche unter verschiedenen Winkeln in das Wasser hineinragen. Innerhalb des durch die Nadeln gebildeten Gitters legen sich die Platten dagegen parallel an die Gefrierfläche an und, wenn der Binnensee erst ganz verschlossen ist, erfolgt das Wachstum des Eises nur noch durch parallele Anlagerung an die Unterfläche. Die Körner, welche dann entstehen, haben die Form von klumpigen Stengeln, deren Längsrichtung senkrecht zur Gefrierfläche steht. Dieselben sind sehr fest aneinander gegliedert, lassen sich aber durch vorsichtiges Schmelzen stets soweit trennen, dass man die Korngrenzen sieht.

Es ist bemerkenswert, dass die Luftbläschen, welche sich zu Reihen ordnen, die auch senkrecht zur Gefrierfläche stehen (Seite 413), häufig eine polygonale Umgrenzung haben (Tafel 44, Abbildung 4). Ich sehe das als Beweis dafür an, dass sie sich an den Grenzen der Platten ansammeln, und von diesen Grenzen ihre Gestalt annehmen. Wie schon erwähnt ist, ziehen auch sie niemals in einer Reihe durch die ganze Eisdicke hindurch, sondern lösen sich neben einander ab, wie es auch die stengligen Körner thun.

Beide Kornformen, welche im Seeeise und im Bacheise vorkommen, sowohl die der länglichen Platte, welche den Oberflächen eigentümlich ist, als auch die des klumpigen Stengels, welche die Lagen unter der Oberfläche charakterisiert, unterscheiden diese Eisarten wesentlich von der Gestalt der Körner des

Inlandeises und der Gletscher, denen im allgemeinen jede regelmässige Umgrenzung fehlt. Auch wo die letzteren plattig sind, sind sie kürzer und unregelmässiger umgrenzt, als die Körner des Wassereises. Da im Inlandeis ausserdem stets verschiedene Grössen und Formen neben einander vorkommen, während bei dem Wassereise innerhalb derselben Eismasse in Beziehung auf Grösse und Gestalt eine gewisse Einheitlichkeit herrscht, hat man schon in diesen äusseren Eigenschaften ein wesentliches Merkmal, um die verschiedenen Eisarten von einander zu unterscheiden. Innerhalb des Inlandeises trifft man die Formen des Bach- und Seeeises dort, wo Spalten, Löcher oder Bäche ausgefroren sind, wie man dann auch an der reihenförmigen Anordnung der Luftbläschen erkennt. Beim Seeeis möchte ich noch darauf hinweisen, dass ich ein besonders kleines Korn und einen ungewöhnlich starken Luftgehalt in einer Eislage fand, die während eines Schneefalles entstanden war.

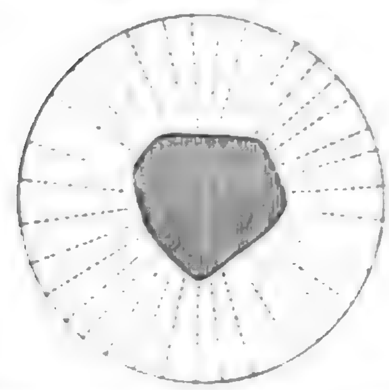
Das Korn des Fjordeises entsteht wie das des Seeeises durch die Angliederung und Verfestigung der einzelnen Platten zu Bündeln. Abbildung 39, Seite 424, zeigt das Auftreten verschiedener Plattenrichtungen innerhalb einer kleinen Fläche. Die Platten, welche dieselbe Richtung haben, bilden ein Korn. Die Körner können die Grösse einer Wallnuss erreichen, häufig sind sie aber auch kleiner. Sie haben in überwiegender Mehrzahl die gemeinsame Eigenschaft, dass die Flächen ihrer Platten senkrecht zur Gefrierfläche stehen, während die horizontale Richtung der Flächen von Korn zu Korn wechselt. Die Umgrenzung der Körner ist unregelmässig, da die aneinander gelagerten Platten nicht gleich gross sind. Beim Anschmelzen gelingt nicht allein eine Trennung der Körner, sondern auch eine Trennung der einzelnen Platten, indem innerhalb eines Korns parallele Schmelzlinien entstehen, wie sie Tafel 44, Abbildung 1, in 35facher Vergrösserung zeigt. Dieselben sind für das Fjordeis charakteristisch und unterscheiden es von allen anderen Eisarten, weil sie gröber und kürzer sind als die Forel'schen Streifen, denen sie im übrigen hinsichtlich ihrer Entstehung entsprechen. Bei jungem Eise gelingt stets auch die Zerlegung des Korns in Platten, bei älterem nur noch das Hervortretenlassen der Plattengrenzen. Die überwiegend vertikale Stellung der Platten und die geringere Dichtigkeit der Angliederung, welche hinter der in dem Binnenseeeis zurücksteht, bedingen die Lockerheit des Fjordeises, welche es hier leichter macht ein Loch zu stossen, als in dem Binnenseeeis. Von der Plastizität des Fjordeises, welche auf der Durchtränkung mit Salzwasser beruht, habe ich schon Seite 427 gesprochen.

Bei Gefrierversuchen mit Fjordwasser in kleineren Gefässen erhielt ich die Ausbildung der Platten, wie in den Fjorden selbst. Die Stellung derselben war indessen mannigfaltiger und unregelmässiger als hier; infolge davon waren die Bündel und die daraus durch Verdichtung entstehenden Körner klein und ungleichmässig angeordnet.

Auch bei Gefrierversuchen mit Süsswasser in abgeschlossenen Gefässen vollzog sich die Plattenbildung wie in der Natur. Mehrfach sah ich in

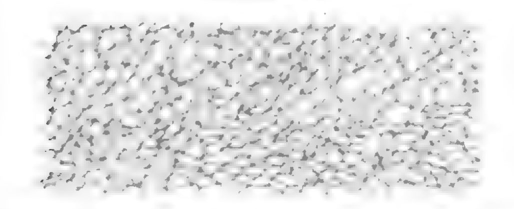
einer in kurzer Zeit ausgefrorenen Tasse in der Mitte ein etwa haselnussgrosses Plattenbündel entstehen und auf der Oberfläche, an die sich die gradlinigen Kanten der Platten angelegt hatten, beim Anschmelzen die Forel'sche Streifung in vorzüglicher Ausbildung (Abbildung 51); einige Mal liess sich das Plattenbündel von unten her noch in die einzelnen Platten zerlegen, wie die mit Forel'scher Streifung versehenen jungen Körner des Bach- und Binnenseeeises. Von diesem Mittelkorn strahlten kleine Plättchen, an deren Rändern sich Luftbläschen angesetzt hatten, in verschiedenartiger Stellung und Grösse gegen die Wände hin. Kleinere legten sich in die Zwischenräume derselben und füllten sie aus, so dass durch Anlagerung an die grösseren oder auch durch Verdickung der einzelnen Platten Bündel oder Körner von verschiedener, doch durchschnittlich sehr geringer Grösse entstanden. Wenn man das Gefäss ein wenig erwärmte und den ganzen Eiskern herausnahm, sah man auf allen Teilen der Oberfläche eine schöne Kornzeichnung, in welcher die einzelnen Individuen verschiedene Grössen hatten, wie die Plättchen, aus denen sie entstanden waren (Abbildung 52). In einigen Fällen, wo noch Wasser innerhalb des Eiskerns vorhanden war, liess dieser sich zum Teil in Platten zerlegen.

Abbildung 51.



Forel'sche Streifung an einem aus Platten zusammengesetzten Korn in der Mitte einer ausgefrorenen Tasse. Radiale Stellung der Luftkanäle in der Umgebung des Korns.

Abbildung 52.



Kornstruktur an der Wand der ausgefrorenen Tasse.

Nach einem Stanniolabdruck gezeichnet.

Riefung und Streifung der Körner. — Zu dem äusseren Aussehen der Körner aller Eisarten sind ausser der Forel'schen Streifung (Tafel 44, 2 und Abbildung 51) noch andere Riefungen der Oberfläche zu erwähnen, unter denen ich mit R. Emden[1] noch zwei Arten unterscheiden kann. Die erste hat einen sehr gewundenen und vollkommen unregelmässigen Verlauf; sie ist erheblich breiter als die Forel'sche Streifung und vor allem stets viel unregelmässiger. Sie besteht zweifellos aus Eintiefungen, die durch Anschmelzung entstehen. Man sieht sie bei fortschreitender Wärmeeinwirkung allmählich auch durch die Körner hindurchziehen und sie zerteilen. Diese Riefung verschwindet im Herbst, wenn der Frost beginnt und der schlackige Zustand der Eisoberflächen durch Ausfrieren aller

[1] Über das Gletscherkorn, S. 22ff.

Hohlräume dem einheitlich glatten weicht. An steilen Eiswänden nehmen diese Schmelzkurven bisweilen einen gradlinigen parallelen Verlauf an, weil das herabsickernde Wasser alles das, was durch Anschmelzung der Oberfläche selbst entsteht, in parallelen Rinnen sammelt und hinabführt.

Die zweite Art der Riefungen findet sich auch nach meinen Erfahrungen vorzugsweise an den klumpigen Stengeln des Bach- und des Seeeises. Sie ist an Form der ersteren gleich, unterscheidet sich von ihr aber durch eine grössere Regelmässigkeit des Verlaufs. Es sind nicht ganz gradlinige, aber doch untereinander parallele Rinnen, welche der Längsrichtung der stengligen Körner auf deren Grenzflächen annähernd folgen. Ich glaube, dass diese Riefung bei der parallelen Anlagerung der Platten an derjenigen Seite des Bündels zustande kommt, wo die ausgezahnten, sägeblattförmigen Kanten der Platten übereinander liegen. Wenn die Körner gelockert werden, bilden die Reihen von Einzahnungen naturgemäss diejenigen Linien, in welchen die Anschmelzung am leichtesten ansetzt, und werden deshalb als Rinnen hervortreten. Die Abweichungen von dem strenge in der Längsrichtung gehenden Verlauf möchte ich so erklären, dass die Einzahnungen der Platten nicht genau übereinander liegen.

Mit den Forel'schen Streifen sind auch diese Riefungen nicht zu verwechseln, weil sie gröber sind, als jene feinen Eintiefungen zwischen den gradlinigen Kanten der dünnen Platten. Beide hängen aber mit der Form und Stellung der Platten zusammen. Die Forel'sche Streifung geht den Platten parallel, während die letzterwähnte Riefung in jeder Platte senkrecht zu dieser steht, und dadurch, dass sie an einer Folge von Platten ungleicher Grösse sichtbar wird, die Richtung beibehält, in welcher sich die Platten aufeinander folgen.

Beim Fjordeis hatten die aneinandergelegten Platten selten eine so gleichmässige Grösse wie im Seeeis. Infolge davon kommt auch die Forel'sche Streifung nur in unvollkommenem Maasse und in kurzen Erstreckungen zum Ausdruck (Abbildung 39). Auch ist sie bei der grösseren Dicke der Platten viel gröber als beim Süsswassereis. Ihr Aussehen gleicht hier der Riefung zweiter Art; ihr Verhältnis zu den Platten ist aber so, wie bei der richtigen Forel'schen Streifung.

Die Farbe des Eises. Zu der äusseren Erscheinung der Körner gehört endlich ihre Farbe, welche auch die Farbe der zusammenhängenden Eismassen bestimmt. Wenn in dieser Richtung von R. Emden angegeben wird, dass eine Eismasse mit kleinem Korn milchig erscheint, weil der Brechungsexponent des Lichtes von Korn zu Korn wechselt, so muss ich dem widersprechen. Der Wechsel des Brechungsexponenten bestimmt nur das Aussehen des Eises im polarisierten Licht, wo das farbige Mosaik um so bunter wird, je kleiner die Körner sind und je verschiedenartiger ihre krystallographische Orientierung ist. Im gemischten Licht erscheinen auch die feinkörnigsten Eismassen, wie z. B. die Schalen auf den Eisfeldern der Schneekuppe, einheitlich klar, wenn sie keine Beimengungen enthalten. Nur die Beimengungen bestimmen die Farbe der Körner

und damit der Eismassen. Die Korngrenzen vermögen die Klarheit der Eismassen erst zu trüben, wenn sich auf ihnen Wasser gesammelt hat. Zu einer Trübung infolge der verschiedenen Brechungsexponenten liegt bei gemischtem Licht keine Veranlassung vor.

Unter den Beimengungen, welche die Farbe bestimmen, sind die Lufteinschlüsse in erster Linie von Wichtigkeit. Dieselben befinden sich nicht allein an den Korngrenzen, sondern oft auch innerhalb der Körner und hier bisweilen in einer Kleinheit, dass man sie nur bei scharfen Vergrösserungen als solche zu erkennen vermag. Häufig sieht man auch Anreicherungen von feinen Luftbläschen auf Flächen, welche dann milchig trübe erscheinen. Je reicher an Lufteinschlüssen das Korn ist, desto weisser erscheint es. Und diese Farbengebung überträgt sich von den Körnern auf die gesamten Eismassen. Die Oberflächen derselben erscheinen weiss, wenn sie im Frühjahr von den Sonnenstrahlen zerfressen werden und zahllose Luftkanäle zwischen und in den Körnern verlaufen. Das Eis mit Luftschichtung habe ich schon früher die weisse Schichtung genannt. Die in Spalten eingeschlossenen und vereisten Schneefüllungen erscheinen als weisse Querbänder, weil die Luftmengen zwischen den zackigen Formen der Schneekrystalle stets reichlich sind.

Andererseits erscheint das Korn blau, wenn Wasser die Luft verdrängt hat und in seinen Hohlräumen ausgefroren ist. Die Farbe der blauen Bänder rührt nur daher, dass in und zwischen den Körnern weniger Lufteinschlüsse sind, als in dem Eise daneben, wie ich mich wiederholt überzeugt habe. Je weniger Beimengungen sind, desto klarer ist das Eis, und klares Eis erscheint im durchfallenden Licht blau. Die Oberfläche des Inlandeises und der Eisströme sieht einheitlich blau aus, wenn im Herbst die Zersetzung der Oberfläche zum Stillstand gelangt ist und die Hohlräume von Wasser ausgefüllt und ausgefroren sind.

Eine zweite Gruppe von Farbentönen geben die Beimengungen von Staub und Sand. Dieselben wechseln von grün, welches von dem reinen Blau der klaren Eismassen besonders in den Randgebieten des Inlandeises absticht, durch grau bis zu einem schmutzigen braun, welches in den geschichteten Teilen vorherrscht und eben hier auf die Beimengungen zurückgeführt werden kann. Falls die letzteren aus Basalt und Kohle bestehen, wie im Asakak-Gletscher, erscheinen die geschichteten Eismassen vollkommen schwarz. Auch diese Beimengungen finden sich nicht allein zwischen, sondern auch innerhalb der Körner und färben die ganze Eismasse, indem sie die einzelnen Individuen färben.

Die Schmelzfiguren, welche innerhalb der einzelnen Körner entstehen und wegen der Verringerung des Volumens beim Übergang in Wasser leere Räume bedeuten, vermögen dem Korn keine besondere Farbe zu geben, sondern erscheinen im reflektierten Licht nur als glänzende Flächen, nach denen man die krystallographische Lagerung der Körner bestimmen kann.

So hängt die Farbe nicht mit der Kornstruktur des Eises zusammen, sondern mit den fremden Beimengungen, die in und neben den Körnern verteilt sind.

Ich bin zu diesem Ergebnis bei allen, auch den feinkörnigsten Eisarten gelangt, die ich auf ihre Farbe hin untersucht habe.

Polygonale Felderung. — Zu den äusseren Eigenschaften des Eises gehört endlich auch eine polygonale Felderung an den Flächen, welche längere Zeit mit Wasser in Berührung gestanden haben, wie man es an der auf Tafel 42 abgebildeten Eiswand des Hüttensees unterhalb der alten Wasserlinie sieht. Diese Felderung, welche häufig sechseckige Formen hat, hat mit der Kornstruktur des Eises direkt nichts zu thun; denn Körner von der Grösse der Felder sind von mir niemals beobachtet worden, wohl aber häufig die Zusammensetzung eines Feldes aus mehreren einzelnen Körnern. Die Felderung besteht darin, dass die Eisfläche in polygonal umgrenzten Flächen, welche verschiedene Dimensionen haben und bisweilen die Grösse eines Kopfes erreichen, eingesunken ist, so dass die Wand durch ein Netz von abgestumpften Kanten in Zellen zerlegt erscheint. Diese Erscheinung findet man, wie gesagt, am meisten an solchen Flächen, die noch vor kurzem mit Wasser in Berührung standen, wie z. B. bei den emporgetauchten Teilen der Eisberge und an den Wänden entleerter Randseen. Man findet sie jedoch auch bisweilen auf den Oberflächen der Eisströme und Gletscher, wo man Spuren einer früheren Wasserbedeckung nicht mehr sieht; sie war z. B. auf dem linken Arm des linken Ujarartorsuak-Gletschers im Juni 1891 sehr schön ausgeprägt. Ich habe die Felderung auch auf angeschmolzenen und oben verhärteten Schneeflächen gesehen. Da die Erscheinung mit der Kornstruktur sicher nichts zu thun hat, kann man darin nur eine ungleichmässige Einwirkung des Schmelzprozesses auf die Oberfläche erblicken.

Die krystallographische Ordnung der Körner.

Indem ich mich nun zu den inneren Eigenschaften der Kornstruktur wende, ist zunächst zu betonen, dass jedes Korn, auch das kleinste, ein optisch einachsiger Krystall ist und dass mithin jede Eisart aus einer Angliederung krystallinischer Individuen besteht. Man erkennt das in erster Linie an dem Aussehen des Eises im polarisierten Licht unter dem Mikroskop. Aus jedem Korn kann man Platten in solcher Richtung schleifen, dass sie zwischen zwei Polarisations-Vorrichtungen mit gekreuzten Schwingungsebenen im parallelen Lichte betrachtet gleichmässig dunkel erscheinen und es auch bei Drehung um eine Achse senkrecht zu der Plattenebene bleiben. Im konvergenten Licht sieht man dann bei reinem Eis die Interferenzfigur der optisch einachsigen Krystalle. Platten, die in anderer Richtung aus dem Korn geschnitten sind, werden nur in zwei auf einander senkrechten Richtungen dunkel und erscheinen sonst bunt. Betrachtet man ein Aggregat von krystallographisch verschiedenartig geordneten Körnern, so erblickt man ein buntfarbiges Mosaik, dessen Mannigfaltigkeit sich nach der Korngrösse richtet.

Das von Klocke[1] gefundene Resultat, dass häufig Körner vorkommen, welche bei gekreuzten Polarisations-Vorrichtungen nicht vollständig dunkel werden und bei parallelen nicht ganz hell erscheinen, muss ich bestätigen. Ich glaube, dass das zum Teil daran liegt, dass die Platten, welche das Bündel oder Korn zusammensetzen, bisweilen nicht genau parallel aneinander gelagert sind, teilweise auch daran, dass fremde Beimengungen die Lichtstrahlen innerhalb der Körner beeinflussen. Ich habe häufig die Störung der normalen Lichterscheinungen beseitigt, indem ich sichtbare Beimengungen fortschmolz, und ich habe immer gefunden, dass die Auslöschung und Helligkeit des Eiskorns um so normaler war, je dünner die Platte wurde und je mehr gleichzeitig die Beimengungen innerhalb des Krystalls verschwanden. Bei abnehmender Dicke des beobachteten Stückes würden allerdings auch die Anzahl der einzelnen Platten, sowie die Spannungszustände verschwinden müssen, welche nach Klocke die Ursache des normalen Verhaltens sind, so dass dann nicht mehr zu entscheiden ist, was der ursprüngliche Grund für die Abweichung war.

Was nun die krystallographische Orientierung der einzelnen Körner innerhalb der Eismassen betrifft, so ist dieselbe bei den einzelnen Eisarten verschieden. Hierin liegt ein zweites wichtiges Merkmal, welches die Eisbildungen unterscheidet, während das erste schon in den äusseren Verhältnissen der Körner gefunden wurde.

Beim Wassereis, und zwar fasse ich hierunter das Eis der Bäche, Binnenseen und Fjorde zusammen, sind die Platten die Grundformen der Erstarrung, aus welchen durch gleichmässige Anlagerung die Bündel und dann durch fortschreitende Verdichtung die Körner entstehen. Jede Platte ist, wie ich mich durch zahlreiche Beobachtungen bei allen drei Eisarten überzeugt habe, ein optisch einachsiger Krystall, in welchem die Hauptachse senkrecht zur Platte steht, während innerhalb der Platte drei sich unter Winkeln von 60° durchschneidende Richtungen bevorzugt sind, wie man aus dem äusseren Aufbau der Tafeln erkennt. Hiernach gehört die Platte zum hexagonalen System. Am schwierigsten ist diese Thatsache bei den Platten des Fjordeises nachzuweisen, da dieselben sehr selten so rein und klar sind, wie die des Süsswassereises, und die Lichtstrahlen fast stets durch Beimengungen von Salz oder Luft Ablenkungen erfahren. Immerhin fand ich auch in den Tafeln des Fjordeises im parallelen Licht zwischen gekreuzten Polarisationsvorrichtungen Dunkelheit und zwischen parallelen Helle, und darin keine Veränderung bei der Drehung der Platte. Ein schwarzes Interferenzkreuz im konvergenten Licht habe ich beim Fjordeis mit der Deutlichkeit, welche sich bei Süsswassereisplatten stets ergab, allerdings nicht gesehen. Man muss aber aus dem Verhalten im parallelen Licht schliessen, dass auch die Fjordeisplatte ein optisch einachsiger Krystall ist.

Das optische Verhalten der Plattenbündel oder Körner entspricht nun in jeder Beziehung dem der einzelnen Platte. In denjenigen Bündeln, deren Platten

[1] Neues Jahrbuch für Mineralogie, 1881, I.

beim Bach- und Binnenseeeis sich mit den gradlinigen Kanten an die Gefrierflächen angelegt haben, sind die optischen Hauptachsen unter verschiedenen Winkeln gegen die Oberflächen des Gewässers geneigt, weil die Platten unter verschiedenen Winkeln in das Wasser hineinragen und die optischen Hauptachsen senkrecht zu diesen stehen. Infolge davon ist eine zur Oberfläche geneigte Stellung der Hauptachsen beim Bacheis in den obersten Lagen ganz allgemein; nur an geschützten ruhigen Stellen, wo das Wasser eine geringe Bewegung hatte und die Platten sich parallel zur Oberfläche legten, findet sich auch in den Körnern eine Stellung der Hauptachse senkrecht zur Gefrierfläche.

Auch beim Binnensee Tasiusak und bei anderen fanden sich in den obersten Lagen viele zur Oberfläche geneigte Stellungen der Hauptachse, wie es dem Seite 411 geschilderten Gefriervorgang entspricht, und zwar möchte ich hier gleich betonen, dass diese geneigten Stellungen in den obersten Lagen sich nicht nur am Anfang der Eisbildung fanden, sondern auch den ganzen Winter hindurch erhielten, wie ich mich noch Ende Mai, also beim Beginn der Auflösung, überzeugt habe.

Unterhalb der bei bewegtem Wasser gefrorenen Oberflächenlagen fanden sich im Eise der Binnenseen ausnahmslos senkrecht zur Gefrierfläche gerichtete Stellungen der Hauptachsen. Da sich dort, wie auch beim Bacheis beobachtet wurde, Platte an Platte parallel zur Oberfläche anlegt, ist keine andere Stellung der Hauptachse zu erwarten. In den länglich gestalteten, stengligen Körnern, welche so durch allmähliche Verdickung der Platten nach unten entstehen, liegt deshalb die optische Hauptachse in der Längsrichtung. Man mag im Seeeis unterhalb der obersten Lagen Platten schleifen, aus welcher Tiefe man will, man findet stets die gleiche vertikale Achsenstellung. Solange die Wärme das Eis noch nicht durchdrungen und die Korngrenzen deutlich gemacht hat, erscheint das Eis in diesem Sinne ganz einheitlich krystallin. Aber auch wenn man die Grenzen der stengligen Körner sieht, bleibt die Achsenstellung bei einer Verschiebung der Platte, von den durch Beimengungen oder Spannungen bewirkten Abweichungen abgesehen, ganz unverrückt.

Die optische Untersuchung der Fjordeiskörner ist noch schwieriger, als die der einzelnen Fjordeisplatten, weil die Lichtwege in dem Aggregat natürlich noch mehr gestört sind, als in den einzelnen Individuen; ich vermag deshalb auf die Orientierung der Körner nur aus der Orientierung der Platten zu schliessen. Da die letzteren fast allgemein mit ihren Flächen nahezu senkrecht zu der Oberfläche des Fjordes gestellt sind und die optischen Hauptachsen senkrecht auf den Flächen stehen, müssen die Achsen im allgemeinen in Ebenen liegen, die der Gefrierfläche parallel sind. Innerhalb dieser Ebenen wechseln die optischen Hauptachsen von Korn zu Korn die Richtung, wie es auch die Platten thun. Man wird selten Fjordeis finden, welches so klar ist, dass es an diesem Merkmal von anderen Eisarten unterschieden werden kann; deshalb bleibt das vorher erwähnte äussere Merkmal der parallelen Schmelzfurchen zwischen den Platten (Tafel 44, Abbildung 1) für die Unterscheidung die Hauptsache, wie man überhaupt auf die äusseren Merkmale

überall dort das Hauptgewicht legen muss, wo das Eis abseits von seinem Bildungsort, also etwa im Meere schwimmend, getroffen wird. In diesem Falle kann man häufig nicht mehr sagen, welches die Gefrierfläche war, und deshalb auch nicht mehr die Stellung der Hauptachse zu dieser und damit die inneren unterscheidenden Merkmale der verschiedenen Eisbildungen erkennen.

Beim Inlandeis lassen sich die Kornformen nicht mehr im einzelnen auf Krystallplatten zurückführen, wenn es auch keinem Zweifel unterliegt, dass sie daraus entstehen, weil die Grundform der Schneekrystalle, welche zu den Inlandeiskörnern anwachsen, eine tafelförmige ist. Der Unterschied gegen die Körner des Wassereises liegt nur darin, dass im Inlandeise eine Aneinanderlagerung verschiedener Platten zu einem Bündel, welches dann zum Korn verdichtet wird, im allgemeinen nicht anzunehmen ist, sondern dass jedes Korn sich durch das Wachstum einer einzelnen Platte bildet. Dieses lehrt die Feinheit der Körner des Hochlandeises, welche die Grösse der einzelnen Schneekrystalle nicht übertrifft und nur durch Abrundung der Formen dieser gebildet erscheint, etwa so wie es in dem feinkörnigen Eise flacher Bäche oder in dem Eise eines kleinen begrenzten Gefässes der Fall ist. Die Mannigfaltigkeit der krystallographischen Orientierung der feinen Körner, welche zwischen zwei Polarisations-Vorrichtungen als ein buntfarbener Mosaik erscheinen, entspricht ebenfalls der regellosen Anhäufung der Schneekrystalle. Nur in den grösseren Inlandeiskörnern, welche Forel'sche Streifung zeigen, nehme ich eine Entstehung aus mehreren aneinander gelagerten Platten an, wie Seite 481 ausgeführt wurde.

Während nun die feinen Körner in den Hocheisfeldern der Schneekuppe eine durchaus wirre Orientierung hatten, ist es sowohl in den Inlandeisströmen, wie in den Gletschern Thatsache, dass man benachbarte Körner trifft, welche eine gleiche Stellung der optischen Hauptachsen haben. Ich kann nicht sagen, dass dieses auf der Oberfläche in geringeren Meereshöhen häufiger der Fall ist, als in grossen, und desgleichen nicht, dass die Blaubänder besonders durch eine gleichmässige optische Orientierung der Körner ausgezeichnet sind. Ich habe eine solche in allen Höhen, die ich begangen habe, gelegentlich gefunden, und zwar sowohl in den Blaubändern, wie in dem daneben liegenden luftreicheren Eis. Eine abweichende Orientierung benachbarter Körner ist die Regel, aber eine gleichmässige kommt daneben ebenfalls vor.

Dagegen kann ich mit voller Bestimmtheit aussprechen, dass in den untersten Lagen des Eises und besonders in denen mit deutlicher Schichtung die gleichmässige Orientierung überwiegt, ohne dass aber hier Ausnahmen nach der anderen Richtung hin ausgeschlossen sind. Der beste Beweis dafür ist der Umstand, dass es in geschichtetem Eis in den meisten Fällen leicht gelingt, Platten senkrecht zur optischen Hauptachse zu schneiden, indem man sie parallel zur Schichtung schneidet, während man bei ungeschichtetem Eis bei der Anfertigung der Platten nur durch Zufall von vornherein eine bestimmte Lage zur optischen Hauptachse trifft. Die gleichmässige Orientierung in den untersten Eislagen erklärt das Wesen der Umlagerungen innerhalb der Eismasse, auf welchen das Wachstum des Korns beruht.

Das Wachstum des Korns.

Wie aus den bisherigen Ausführungen hervorgeht, ist die Kornstruktur eine Eigentümlichkeit aller Eisarten und in ihren Einzelheiten die Grundlage, auf welcher man die letzteren zu unterscheiden vermag. Im Bacheis, Seeeis und Fjordeis sehen wir sie schon bei der Erstarrung des Wassers in Platten durch eine Aneinanderlagerung oder Verdickung dieser Grundkrystalle entstehen. Man kann deshalb bei diesen Eisarten nicht von der Eigenschaft sprechen, sich in körniges Eis umzuwandeln, sondern von einer Eigentümlichkeit, die von vornherein zu ihrem Wesen gehört. Dass man die Kornstruktur erst bei gewissen Zustandsänderungen durch Erwärmung sieht, liegt nur daran, dass die Grenzen dann deutlicher hervortreten. Thatsächlich sind sie von Beginn der Eisbildung an vorhanden und bei aufmerksamer Betrachtung auch in dem einheitlichsten, klarsten Seeeis bei niederen Temperaturen als feine scharfe Linien zu erkennen. Eine Umwandlung in körniges Eis findet bei dem Wassereis nicht statt, weil die Kornstruktur von Anfang an besteht und in der gleichen Beschaffenheit, wie von Anfang, bestehen bleibt.

Beim Inlandeis oder Gletschereis ist das gleiche der Fall. Auch hier ist es oft sehr schwer, die Korngrenzen zu sehen, weil sie in der Klarheit des Eises verschwinden, und auch hier treten sie erst hervor, wenn sie sich durch Erwärmung verbreitern und die ganze Eismasse lockern. Aber abgesehen von der ständigen Eigentümlichkeit der körnigen Struktur sind beim Inlandeis Umwandlungen innerhalb der Eismasse anzunehmen, weil sich verschiedene Grössen von Körnern neben einander befinden, weil die grösseren bei weitem die Dimensionen übertreffen, welche das Korn der Hocheisfelder, von denen die Gletscher herkommen, besitzt, und weil aus der ursprünglich regellosen Anordnung der einzelnen körnigen Krystalle stellenweise eine geregelte Lagerung entsteht. So findet im Inlandeise eine Entwickelung der Kornstruktur statt, die im wesentlichen auf einem Wachstum einzelner Individuen beruht. Von einer Ausbildung derselben zu sprechen, trifft auch hier nicht das Wesen der Sache, weil im Inlandeise, wie in allen anderen Eisarten, die Korn- oder Wabenstruktur, wie sie H. Lohmann[1] nennt, schon seit Beginn der Eisbildung besteht. Worauf beruht das Wachstum der Körner?

Es haben darüber früher drei verschiedene Ansichten bestanden, nämlich von A. Heim[2], von F. A. Forel[3] und von Ed. Hagenbach-Bischoff[4]. Die

[1] Das Höhleneis unter besonderer Berücksichtigung einiger Eishöhlen des Erzgebirges. Inaugural-Dissertation der Universität Leipzig, Jena 1895.

[2] Handbuch der Gletscherkunde, Stuttgart 1885, S. 328 ff.

[3] Archives des Sciences physiques et naturelles. III. Période. VII. 1882. S. 329 ff.; XII, 1884, S. 70 ff.; XVII, 1887, S. 469 ff.; XVIII, 1887, S. 5 ff.; XXI, 1889, S. 5 ff.

[4] Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel, Bd. VII, S. 192 ff.; VIII, S. 635 ff., S. 821 ff.; Archives des Sciences physiques et naturelles, III. Période, XXIII, 1890, S. 373 ff.

beiden erstgenannten Forscher haben sich später zu der Auffassung von Hagenbach bekannt, so dass dieselbe heute als die herrschende gelten kann, besonders seit sie durch R. Emden[1] in einer kritisch scharfen Studie erweitert und mit neuen Gründen belegt ist. Da meine Ergebnisse aber in Einzelheiten von denen Emden's abweichen und zum Teil zu der Auffassung von F. A. Forel zurückkehren, will ich die drei sich ursprünglich gegenüberstehenden Ansichten hier wiederholen.

A. Heim geht von der experimentell gefundenen Thatsache aus, dass zwei krystallographisch gleich gestellte Eisstücke, wenn sie aneinandergepresst werden, vollkommener regelieren, als solche, die eine abweichende Orientierung haben. Er meint nun, dass in der Bewegung der Gletscher die Körner aneinander vorbei gedreht und verstellt werden, und dass dann diejenigen Individuen vollkommen mit einander verwachsen, welche bei der Vorbeibewegung gerade gleichmässig gestellt waren. Auf diese Weise nimmt die Anzahl der Körner dauernd ab und die Grösse der einzelnen Individuen gleichzeitig zu.

A. Heim hat niemals angenommen, dass das Wachstum der Körner auf diese Weise ausschliesslich zu stande kommt, sondern nur, dass der geschilderte Vorgang dabei mitwirkt. Es wird sich auch nach seinen Experimenten nicht in Abrede stellen lassen, dass eine Verschmelzung zweier Körner zu einem unter Umständen auf diese Weise stattfinden kann. Dass der Vorgang aber bei dem Kornwachstum wesentlich in Betracht kommt, glaube ich nicht, weil die Bewegung des Eises nicht auf Verschiebungen der einzelnen Körner gegen einander, sondern auf Umbildungen der einzelnen Körner und ganzer Kornkomplexe in der Nähe des Schmelzpunktes beruht, wie aus meinen weiteren Ausführungen hervorgehen wird.

Im Gegensatz hierzu nahm F. A. Forel an, dass das Kornwachstum innerhalb der Gletscher auf Kosten der im Winter eingedrungenen und aufgespeicherten Kälte durch Umfrieren des im Sommer eindringenden Schmelzwassers um die schon vorhandenen Körner beruht. Forel führte auf dieses Kornwachstum die ganze Bewegung des Eises zurück. Er hat seine Ansicht verlassen und sich jetzt zu der Auffassung von Hagenbach-Bischoff bekannt, weil gemeinsam mit dem letzteren angestellte Versuche gezeigt haben, dass gesundes Gletschereis der Durchtränkung mit Schmelzwasser nicht zugänglich ist. R. Emden führt als weiteren Grund gegen Forel's Ansicht an, dass es innerhalb der Gletscher auch an der genügenden Kälte fehlt, um den Vorgang zu begründen.

Ich glaube nun nicht, dass der letztgenannte Grund gegen Forel's Ansicht zutreffend ist, weil es nicht allein an der Oberfläche, sondern auch innerhalb der Eiskörper, z. B. in den Randgebieten, stets Stellen giebt, wo die genügende Kältemenge für ein Wachstum vorhanden ist. Da dieses nur bis zu einer bestimmten, verhältnismässig niedrigen Grenze geht, welche unter Umständen schnell erreicht ist und schon an der Oberfläche häufig gefunden wird, und nicht ein ständiges, allgemeines Wachstum stattfindet, lässt sich wohl annehmen, dass die

[1] Über das Gletscherkorn. Zurich, Zurcher und Furrer.

Vergrösserung eintrat, als die Körner zeitweilig unter den notwendigen Bedingungen von Schmelzwasser und Kälte standen, wie es schon an der Oberfläche der Fall ist und auch sonst gelegentlich in jedem Teil des Eises einmal der Fall gewesen sein kann.

Was den anderen Grund, der gegen Forel's Ansicht geltend gemacht ist, den Mangel an Wasser infolge der fehlenden Infiltrierbarkeit gesunder Eismassen, betrifft, so ist die letztere an sich zuzugeben. Indessen giebt es auch Gegenden, die infiltrierbar sind, nämlich alle die, in welchen das Korngefüge gelockert ist. Bei der erneuten Festigung des gelockerten Gefüges, die in jedem Herbst eintritt, werden die Körner nicht in genau derselben Anzahl und Grösse wieder hergestellt, in welcher sie vorher bestanden. Es ist vielmehr anzunehmen, dass bei der Lockerung kleine Körner ganz zergehen und Hohlräume zurücklassen, und dass andere bei der Wiederverfestigung in diese hineinwachsen und sich dahin vergrössern. An der Oberfläche können die Körner zweifellos allein infolge des eindringenden Schmelzwassers die obere Grenze ihrer Grösse erreichen.

Innerhalb des Gletscherkörpers aber braucht man zur Erklärung des Kornwachstums nicht Infiltrierung von oben her anzunehmen, wie es Forel that und wie es sich nachher als unmöglich erwies, sondern nur Verflüssigungen, die innen selbst entstehen und dorthin geführt werden, wo ein genügender Kältevorrat vorhanden ist. In diesem Punkt unterscheidet sich meine Auffassung des Kornwachstums von der Erklärung F. A. Forel's, aber auch von der durch Ed. Hagenbach-Bischoff und R. Emden entwickelten Theorie.

In dieser letzteren wird eine molekulare Umlagerung, ein Umkrystallisieren innerhalb der Eismasse in der Nähe des Schmelzpunktes angenommen, indem bei gegenseitiger Berührung das eine Korn auf Kosten des anderen wächst und dessen Moleküle zu der krystallinischen Anordnung zwingt, welche seine eigenen Moleküle haben. Ich verstehe die Ausführungen der beiden Forscher so, dass die Umlagerung von Krystall zu Krystall erfolgt, ohne dass die umgelagerten Moleküle ihren Aggregatzustand durch Verflüssigung und Wiedergefrieren zweimal wechseln. Naturgemäss ist es direkt nicht zu erweisen, ob zwischen zwei krystallinischen Endzuständen, die wir beobachten, ein Wechsel des Aggregatzustandes vorgefallen ist oder nicht. Ich bin mit Ed. Hagenbach-Bischoff und R. Emden darin derselben Ansicht, dass der Unterschied des späteren Zustandes von dem früheren, also mit einem Wort das Kornwachstum, durch ein Umkrystallisieren innerhalb der Eismasse bewerkstelligt ist, glaube aber, dass die Moleküle bei der Umlagerung den flüssigen Zustand durchmachen. Diese Auffassung wird einmal durch die Erklärungen des Kornwachstums, welche R. Emden giebt, nicht nur nicht ausgeschlossen, sondern meiner Ansicht nach auch nahe gelegt, und zweitens durch direkte Gründe bestätigt.

Alle Versuche, durch welche R. Emden seine Ansicht begründet, sind nämlich derart, dass während des Kornwachstums Schmelzwasser und Wärme

innerhalb der Eismasse thätig sind. In seiner Schilderung der Kornausbildung im Schneeeise wird das ausdrücklich betont; denn wasserdurchtränkter Schneebrei fror danach zu einer Eismasse zusammen, in welcher kleine kugelförmige Krystalle in einem wenig doppelbrechenden Eiscement lagen. Die Entstehung der ersteren erklärt Emden durch molekulare Umlagerung der zu kleinen Kügelchen zusammengeballten Schneeflocken, die der letzteren durch ein Gefrieren des Schmelzwassers. Die Masse ging allmählich unter stätem Vorhandensein von Wasser und von Wärme innerhalb der Eismasse in ein grobkörnigeres Aggregat über, indem die kleinen Krystalle auf Kosten des Eiscements wuchsen.

Um Missdeutungen zu vermeiden, würde ich in obiger Schilderung nicht von einer molekularen Umlagerung der zu kleinen Kügelchen zusammengeballten Schneeflocken, sondern von einer Vergrösserung derselben durch Umfrieren des Schmelzwassers sprechen. Schon die Schneeflocken sind krystallin, wie es auch Emden anerkennt. Mit denselben geht, wie ich es beim Hocheis der Schneekuppe sah, nur darin eine Veränderung vor sich, dass ihre Formen durch Abschmelzen und Umfrieren der vorhandenen Krystalle abgerundet werden. Was aber das wenig doppelbrechende Eiscement betrifft, so ist auch dieses schon körnig, wie ich mit voller Deutlichkeit auf den Hocheisfeldern der Schneekuppe und in dem wasserdurchtränkten Schneebrei auf der Oberfläche eines kleinen Teiches in der Nähe unserer Station sah. Es ist genau in derselben Ausbildung körnig, wie das aus kleinen umbackenen Plättchen bestehende Eis eines seichten Baches (Tafel 44, Abbildung 3) oder wie das in einem kleinen begrenzten Gefäss gefrorene Wasser. Wegen der Feinheit des Kornes und zahlreicher Lufteinschlüsse wird man die Kornstruktur stellenweise nicht erkennen; sie ist jedoch stets in der ganzen Masse vorhanden. Und was die Entwickelung der Masse zu einem immer grobkörnigeren Aggregat betrifft, so kann ich nur darauf hinweisen, dass sie auch bei dem Versuche von Emden unter stätem Vorhandensein von Wasser und Wärme geschah. Man kann deshalb ebenso gut annehmen, dass innerhalb der Masse einzelne Körner schmolzen und die anderen auf Kosten des so entstehenden Wassers wuchsen, wie dass eine trockene Umlagerung der Moleküle stattfand.

Ebenso wenig beweisend für die letztere Annahme ist der von Emden geschilderte Versuch mit dem Eiskalorimeter, da auch hier die Umlagerung in einer Masse stattfand, welche in schmelzendem Eis aufbewahrt wurde. Das letztere nahm seine Wärme zum Schmelzen von der Luft, gab sie doch aber auch an das Eis in dem Kalorimeter weiter. Auch hier waren also Verflüssigungen innerhalb der sich in grobkörniges Eis verwandelnden Eismasse zum mindesten wahrscheinlich. Und wenn Emden auf frühere Beobachtungen hinweist, nach welchen in dem Mantel eines Bunsen'schen Eiskalorimeters die Ausbildung grobkörnigen Eises stattgefunden hat, so spricht dieses gerade für die Ansicht, dass Änderungen des Aggregatzustandes dazwischen stattfanden, da die Arbeit mit diesem Instrument gerade auf solchen Änderungen beruht.

Schliesslich vermag ich auch Emden's Beobachtungen am Binnenseeeis und die daraus gezogenen Schlussfolgerungen nicht zu bestätigen. Aus meiner Schilderung der Bildung dieser Eisart (Seite 411) geht hervor, dass dieselbe mit dem Hinschiessen von Eisnadeln über die Oberfläche beginnt, und dass sich in den Zwischenräumen Eisplättchen parallel zur Oberfläche anlegen, bis die letztere einheitlich verschlossen ist. Darnach legt sich Platte an Platte parallel an die Unterfläche des Eises an und baut so längliche, klumpige Stengel auf, da die Platten nicht gleiche Grösse besitzen, die umfangreicheren in das Gebiet der benachbarten Stengel hinübergreifen und deren Breite beschränken, während die Breite des Stengels, dem sie selbst angehören, dadurch wächst. So enden die ersten allmählich und die letzteren wachsen noch nach der Tiefe fort, bis sie selbst eingeschränkt werden.

Nach Emden liegt die optische Hauptachse der Nadeln in der Längsrichtung derselben und in den Plättchen, die sich dazwischen an die Oberfläche anlegen, senkrecht zu den Flächen. Er spricht dann davon, dass die Dicke der letzteren schnell zunimmt und die Struktur bald nicht mehr erkennen lässt. Freilich läge schon während des Gefrierens in den Molekülen das Bestreben, längliche, prismatische, die Eisdecke quer durchsetzende Krystalle zu bilden, deren Hauptachsen ziemlich genau senkrecht zur Gefrierfläche stehen; unmittelbar nach dem Gefrieren würde dies erreicht. Das Bestreben rühre daher, dass in den ursprünglich parallel zur Oberfläche angelegten Plättchen die Vertikalstellung der Hauptachse besteht; diese Stellung zwänge nicht allein die Moleküle des unten nachwachsenden Eises in die gleiche krystallinische Lage, sondern bewirke auch in den ursprünglich anders geordneten Nadeln an der Oberfläche eine Umlagerung derart, dass auch in diesen eine Achsenstellung vertikal zur Gefrierfläche entsteht, während sie vorher in der Richtung der Nadeln, also parallel zur Gefrierfläche, war.

Ich habe hier zunächst zu bemerken, dass die optische Hauptachse der Nadeln nach meinen Beobachtungen nicht mit deren Längsrichtung zusammenfällt, sondern senkrecht dazu verläuft, weil sie senkrecht zu den Platten steht, welche sich zu einem Bündel vereinen und die Nadeln bilden, indem ihre geradlinigen Kanten sich an die Oberfläche anlegen und ihre Flächen von da unter beliebigen Winkeln in das Wasser hineinragen. Zweitens geht die Struktur beim Wachstum der Eisdicke nicht verloren, um sich erst gleich nach dem Gefrieren durch die Kraft der Moleküle wieder auszubilden, sondern entsteht von vornherein durch die Anlagerung der Platten, wie ich sie geschildert habe. Und da diese parallel zur Gefrierfläche erfolgt und die optische Hauptachse in den einzelnen Platten senkrecht zu den Flächen steht, liegt sie naturgemäss unterhalb der Oberfläche im Eise allgemein senkrecht zur Gefrierfläche und in der Längsrichtung der Stengel, zu welchen sich die Platten angeordnet haben; hier ist eine molekulare Umlagerung also weder bei der Entstehung der Stengel, noch bei deren krystallographischer Orientierung thätig gewesen. Drittens aber, und das ist der wichtigste Punkt, habe ich auch in den obersten Lagen der Eisdecke, in denen sich die nicht senkrecht zur Gefrierfläche orientierten Nadeln befinden, keine Umkrystallisation beobachtet. Ich

fand vielmehr bis zum Schluss des Eiswachstums Ende Mai in den Oberflächenlagen sehr allgemein, wo ich auch suchte, anders orientierte Krystalle. Die optischen Hauptachsen wichen in verschiedenem Maasse von der Vertikalen zur Gefrierfläche ab und bei manchen war der Abweichungswinkel klein; er war aber an zahlreichen Stellen der Oberfläche vorhanden und blieb bis zum Schluss des Winters bestehen. Die krystallographische Orientierung der obersten Eislage entsprach auch zum Schluss noch der Anordnung, die beim Gefrieren beobachtet war.

Es mag sein, dass in einer Seeeisdecke, die nach dem Gefrieren häufig wieder anthaut, allmählich die ursprünglich abweichend orientierten Nadeln verschwinden. In Grönland, wo die Temperatur nach der Bildung der Eisdecke nur vorübergehend über den Nullpunkt stieg, war es nicht der Fall. Auch in dem Becken eines Springbrunnens bei dem Physikalischen Institut zu Berlin, welches ich im Winter 1890/91 zur Beobachtung der Eisdecke gefüllt hatte, habe ich mehrere Tage lang eine Umlagerung der obersten sehr verschieden orientierten Krystalle nicht beobachtet. Ich kann darnach mit Bestimmtheit aussprechen, dass eine Umkrystallisation im Binnenseeeis bei Temperaturen unter Null nicht stattfindet. Ob sie ganz in der Nähe des Schmelzpunktes stattfinden würde, weiss ich nicht; es bleibt dann aber in jedem Fall zu entscheiden, ob nicht ein Wechsel des Aggregatzustandes damit verbunden gewesen ist.

R. Emden betont übrigens selbst an verschiedenen Stellen, dass die Umkrystallisation je leichter erfolgt, je näher dem Schmelzpunkt die Eismasse liegt. Ich sehe bei allen von ihm mitgeteilten Beobachtungen keinen Grund, anzunehmen, dass sie überhaupt unterhalb des Schmelzpunktes erfolgt. Alle seine Versuche lassen sich ebenso erklären, wenn man eine vorübergehende Verflüssigung annimmt, und zwingen meiner Meinung nach sogar zu dieser Annahme.

Der positive Grund, weswegen ich eine vorübergehende Verflüssigung zur Erklärung des Kornwachstums annehme, liegt nun darin, dass in den unteren geschichteten Teilen des Inlandeises nicht allein ein Wachstum stattgefunden hat, sondern auch sehr häufig eine Anordnung der optischen Hauptachsen senkrecht zu der Schichtung. Wenn das Wachstum dadurch erfolgt, dass die Moleküle des einen Korns die des anderen in ihre Lage trocken herüberziehen, bleibt zu erklären, warum in den geschichteten Teilen gerade die senkrecht zur Schichtung orientierten Körner bestehen bleiben. Eine Erklärung hierfür finde ich nicht in der Annahme einer trockenen Umlagerung, wohl aber dann, wenn ich einen Durchgang durch den flüssigen Zustand annehme.

Der Vergleich des Binnenseeeises und des Fjordeises ergab nämlich den wichtigen Unterschied, dass sich die Platten im ersteren parallel, im letzteren senkrecht zur Gefrierfläche stellen. Dieser Unterschied beruht darauf, dass im Seeeis nach der Bildung der Oberflächenlagen das Gefrieren unter Druck stattfindet, im Fjordeis nicht, weil dieses schwimmt, während jenes an die Ufer ansetzt und die Becken fest verschliesst. Durch die Vergrösserung des Volumens beim Gefrieren muss so im Binnensee ein Überdruck entstehen, welcher gegen die Eisdecke presst,

wie man an dem Hervorsprudeln des Wassers beim Durchstossen der Eisdecke, an den Sprengungen der letzteren und an anderem beobachten kann. Wenn man hierbei die Achsenstellung der Platten bedenkt, kommt man zu dem Schluss, dass ein Gefrieren unter Druck in der Weise erfolgt, dass die Hauptachsen sich in die Druckrichtung stellen.

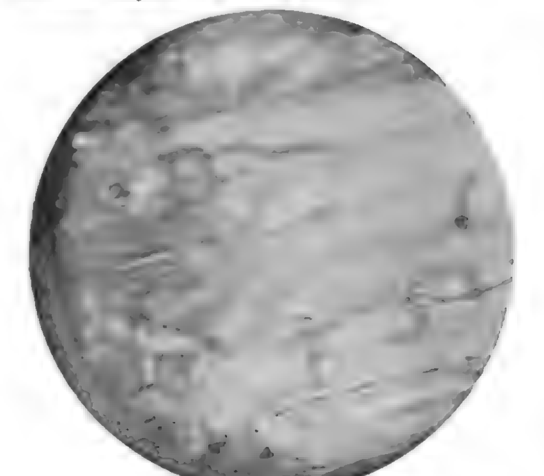
Die Schichtung des Inlandeises ist bei ungestörter Ausbildung im grossen und ganzen parallel zum Boden, also senkrecht zu der Richtung, in welcher die darüber lastenden Eismassen auf den Boden drücken. Eine Veränderung des Gletscherkorns in den geschichteten Teilen hat stattgefunden, denn es ist dort grösser und ausserdem regelmässiger orientiert als sonst. Diese Orientierung aber wird erklärt, wenn man ein Neugefrieren dieser Körner annimmt, denn ein solches muss bei den herrschenden Druckverhältnissen mit der Achsenstellung in der Druckrichtung und senkrecht zur Schichtung erfolgen. Bedenkt man ausserdem, dass die Luft in den geschichteten Teilen entweder vertrieben oder in Schichten geordnet ist, so sieht man auch hierin einen Grund für die Annahme eines Übergangs durch den flüssigen Zustand. Denn warum sollte bei trockener Umlagerung die Luft in den Schichten anders geordnet sein, als sonst, warum sollte sie vor allem vertrieben worden sein, wenn ihre Hohlräume nicht durch Wasser ausgefüllt sind.

Ein Einwand, den man der Annahme des Übergangs durch den flüssigen Zustand beim Kornwachstum machen könnte, wäre der, dass zum Gefrieren der verflüssigten Masse nicht genügend Kälte zur Verfügung steht. Durch die Verflüssigung wird Wärme gebunden, beim Wiedergefrieren wird dieselbe Wärmemenge wieder frei. Es gehören also zu der Annahme Wärmeschwankungen, die zu erklären sind.

Darauf ist zu erwidern, dass Verflüssigung und Wiedergefrieren nicht an denselben Stellen erfolgen. Das von mir nachgewiesene Schwellen der Randgebiete des Inlandeises beweist, dass hier Masse hinzugeführt wird, während das Einsinken jenseits der Randzone, sowie die ganze Art der Tiefenbewegung, wie ich sie beim Grossen Karajak, beim Asakak und beim Sermiarsut erörtert habe, zu der Annahme zwingen, dass dort unten Masse entzogen wird. Jenseits der Randgebiete wird in den dickeren und deshalb nicht ganz durchkälteten Massen unten Eis verflüssigt und in die dünneren, viel mehr von der Winterkälte durchdrungenen Randgebiete hineingepresst. Hier findet das Wasser den genügenden Kältevorrat, um wieder erstarren zu können. Beim Erstarren giebt es die bis dahin gebundene Wärme ab, welche als Strom von unten nach oben die Eismasse durchdringt und dem Einfluss der Winterkälte die Wage hält. Dieser Wärmestrom kann dann auch seinerseits manche Veränderungen innerhalb der Eismasse schaffen, Verflüssigungen erzeugen, Luftblasen füllen und die Körner vergrössern.

So steht die Verteilung der Eisbewegung, der Gang der Wärme und der Kälte, die Anordnung und Grösse der krystallinischen Körner im Inlandeise in einem engen Zusammenhang. Man kann das eine nicht verstehen, ohne das andere

zu kennen. Die Untersuchung der Kornstruktur giebt Auskunft über die Verteilung der Bewegung, welche infolge der Wärmeströme entsteht. Das Vorhandensein der Schmelztemperatur ist die Bedingung für die Bewegung, sei es bei 0°, sei es bei etwas niedrigeren Temperaturen unter höherem Druck. Doch die Bewegung sorgt dann ihrerseits für eine Verfrachtung der Wärme und reisst auch auf diesem Wege sonst unbewegliche Eismassen mit. Die Bewegung ist eine Folge von Umgestaltungen, die innerhalb des Eises entstehen, eines Verlustes von Masse durch Schmelzung in den untersten Lagen, und eines Nachsinkens der oberen infolge der eigenen Schwere. Das Kornwachstum und die krystallographische Anordnung der Körner lehrt, wo die verflüssigten Massen bleiben: denn nur unter der Mitwirkung von Wasser kommt die krystallographische Orientierung der untersten geschichteten Lagen zu stande. Dieselbe ist so, wie sie unter den gleichen Druckverhältnissen auch die Eisdecken der Binnenseen besitzen.



1. Parallele Streifung des Fjordeises in einem Plattenbundel (Korn) auf einem Schnitt senkrecht zu den Platten und parallel zur Gefrierfläche.

35 fache Vergrösserung.



2. Gruppierung der Plattenbündel (Körner) im Bacheis, und Forel'sche Streifung auf den Querschnitten durch die Bündel.

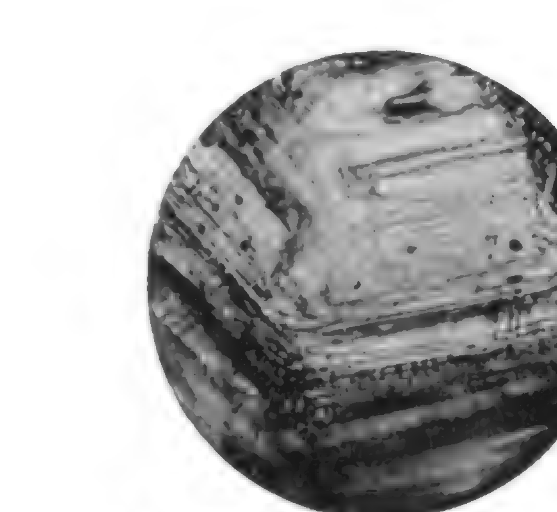
3. Korngrenzen im Eis eines kleinen Baches.

35 fache Vergrösserung.

4. Ansammlung von polygonal umgrenzten Lufteinschlüssen im Eis eines kleinen Teiches auf einem Schnitt parallel zur Gefrierfläche.

35 fache Vergrösserung.

E. v. Drygalski phot.



5. Gruppierung von Eisplättchen zu einer Pyramide mit hexagonalem Horizontalschnitt.

35 fache Vergrösserung.



6. Pyramiden-Gruppe.

35 fache Vergrösserung.

Die Struktur des Eises.

Achtzehntes Kapitel.

Ergebnisse.

In den bisherigen Abschnitten dieses Bandes habe ich die Ergebnisse meiner grönländischen Untersuchungen in ihren Einzelheiten dargestellt und die daraus abgeleiteten Ansichten über das Eis und seine Bewegung durch Mitteilung der aus Messungen gewonnenen Zahlen belegt. In diesem letzten Kapitel will ich nun auf die allgemeinen Probleme zurückkommen, welche in der Einleitung erwähnt sind, und an der Hand der in Grönland erkannten Thatsachen das Wesen und die Wirkungen der Eiszeit in Hinblick auf die anderen Erdräume, insbesondere auf Nord-Europa, betrachten. Ich werde auf die Stellen, wo die betreffenden Ansichten in den vorangehenden Kapiteln näher erörtert sind, nicht im einzelnen verweisen, um den Gang der Darstellung nicht zu verwirren. Ich hoffe, dass die in diesem Werk durchgeführte weitgehende Gliederung es ermöglichen wird, die näheren Begründungen auch ohne besonderen Hinweis zu finden.

Grönlands Inlandeis.

Die erste Frage, welche ich mir vorgelegt habe und durch eine topographische Betrachtung aller bekannten Teile des grönländischen Inlandeises zu lösen versuchte, war die nach seiner Entstehung und seinem Verhältnis zu den Landformen.

Bezüglich der Entstehung gehen die Ansichten darin auseinander, ob das Inlandeis eine Bildung der Tiefe ist, eine Eisüberschwemmung, wie es H. Rink andeutet, welche durch das Ausfrieren grosser Stromsysteme zunächst in den Thälern entstand und dann über die Wasserscheiden von unten nach oben schwellend hinauswuchs, bis es das ganze Land überzog, oder ob es eine Bildung der Höhe ist, welche von besonders reichlich über der Schneegrenze gehäuften Firnmassen abströmt, wie es Gletscher thun, und welche während des Strömens

seine verschiedenen Arme zusammenschweisst, um dann in einheitlichem Vordringen Höhen und Tiefen des Landes zu überschreiten.

Diese Frage hat wesentlich eine klimatische Bedeutung; denn in dem ersteren Falle müsste man zur Entstehung ausser einer Steigerung der Niederschläge, auch eine Steigerung der Kälte als Ursache annehmen, weil die heute in Grönland herrschenden Kältegrade selbst bei den kleineren Flüssen nicht mehr genügen, um die Thaleisbildungen des Winters auch im Sommer hindurch vollständig zu erhalten und im nächsten Winter wachsen zu lassen. Im zweiten Falle aber könnten gesteigerte Niederschläge auf den Höhen über der Schneegrenze auch allein die Ausbreitung des Inlandeises erklären.

H. Rink hat eine Lösung dieser Frage von einer Untersuchung der Eisstrukturen erhofft. Dieselbe giebt jedoch darüber keine Auskunft, weil das von den Hocheisfeldern abströmende Schneeeis und das von unten nach oben wachsende Bacheis die gleiche Beschaffenheit haben. Nur die Eisdecken, welche sich auf den Oberflächen der Bäche bilden, besitzen eine regelmässige Anordnung der Körner, während in denjenigen Bacheisbildungen, welche durch Gefrieren des das vorher gebildete Eis überrieselnden Wassers von unten nach oben wachsen, eine feinkörnige Struktur zur Ausbildung kommt, welche mit ihrer wirren krystallographischen Orientierung der Struktur des Inlandeises vollkommen gleicht. Wohl findet man in dem Inlandeis häufig auch solche Stellen, deren Struktur auf die Entstehung aus stehenden oder fliessenden Gewässern hinweist. Das sind jedoch nur Einlagerungen in der grossen Masse, welche im Verhältnis zu dieser nicht in Betracht kommen. Diese selbst kann mit allen Veränderungen, welche durch Bewegung und durch Berührung mit dem Lande zu erklären sind, sowohl durch Häufung von Schnee, wie durch ein Ausfrieren von Bächen entstanden sein.

Da somit zwei Bildungsarten zu demselben Ergebnis führen, ist die Frage, welche von beiden die Hauptmasse geliefert hat, bei der Beurteilung des jetzigen Zustandes und der Wirkungen des Inlandeises von untergeordneter Bedeutung. Wie man heute bei den Gletscherzungen Grönlands die Ausläufer des Hochlandeises und die Thaleisbildungen der Bäche in unmittelbarer Nähe sieht, haben sich sicher auch früher bei der Entstehung des Inlandeises beide Eisarten neben einander gebildet und sodann mit einander vermengt. Infolge ihrer gleichartigen Struktur haben sie unter denselben äusseren Bedingungen das gleiche Verhalten.[1]

[1] E. v. Toll deutet (Mémoires de l'Académie Impériale des Sciences de St. Pétersbourg, VII. Série. Tome XLII, No. 13, S. 62 ff.) grosse Teile des Steineises von Nord-Sibirien und von den Neusibirischen Inseln als Reste eines Inlandeises, weil die Struktur sie als Schneeeis kennzeichnet. Nach dem obigen und nach den Ausführungen des XVII. Kapitels lässt sich der Schluss aus der Struktur auf die Entstehung aus Schneeeis nicht aufrecht erhalten, weil Wassereis von der beschriebenen Entstehung, wie ich es z. B. im Kome-Thal sah, genau die gleiche Struktur hat, wie Schneeeis. Die Lage des sibirischen Steineises in den Mündungen der Flussthäler legt sogar den Gedanken nahe, dass wir es dort hauptsächlich mit Wassereis zu thun haben. Nichtsdestoweniger können wir mit E. v. Toll das sibirische Steineis als Reste eines Inlandeises betrachten, weil ein Inlandeis nach meinen obigen Ausführungen zweifellos eine aus Schneeeis und Wassereis kombinierte Bildung ist. In Sibirien durfte die letztere Entstehungsart überwiegen.

Was nun das Verhältnis zu den Landformen betrifft, so bestehen darüber zwei Auffassungen, die sich darin unterscheiden, welches Maass der Abhängigkeit von den Landformen sie dem Inlandeis zuschreiben. H. Rink[1] gliedert das Inlandeis in einzelne Eisstrom-Systeme, deren Mündungen er in den produktivsten Eisfjorden sucht und deren Anfänge er in das Hinterland derselben weithin zurückverlegt. Dieselben ersetzen ihm die Abflusssysteme des Landes und sind vielleicht die ausgefrorenen Ströme desselben. Die Gliederung, welche das Inlandeis bei dieser Auffassung in weitgehender Abhängigkeit von der vermuteten Gliederung des Landes besitzt, steht bei Rink in engem Zusammenhang mit der Anschauung, dass es eine Bildung der Tiefe sei; da aber eine Bildung der Höhe dieselben Formen annehmen könnte, lässt sich seine Auffassung auch ohne Rücksicht auf die Art der Entstehung betrachten. Auf der anderen Seite steht die Ansicht von F. Nansen[2], welche eine weitgehende Unabhängigkeit des Inlandeises von den Formen des Landes voraussetzt und die Regelung der Oberflächengestalt durch die inneren Kräfte des Eises fast in mathematisch bestimmbarer Form zu erweisen versucht.

Nach meinen Darlegungen ist die allgemeine Gestalt des Inlandeises durch die grosse Züge des Landes bedingt. Kleinere Züge treten allerdings bei grösserer Mächtigkeit jenseits der Randzone nicht mehr hervor. Das äusserste Ende aber wird durch die entgegenstehenden Landformen fast an allen Orten aufgelöst und deutlich gegliedert. Ich will die Auffassung, welche ich von der Gestalt des Inlandeises in seinen verschiedenen Teilen gewonnen habe, hier kurz zusammenfassen (Karte 1 und 9).

Das südlichste Grönland ist ein hohes Gebirgsland, welches zahlreiche Fjorde und Sunde durchziehen. Mit schroffen zackigen Formen, welche nach den Schilderungen von G. Holm und T. V. Garde mit den Kräften des strömenden Eises auch in der Vorzeit niemals in Beziehung gestanden haben, ragen die Felsen bis 2000 m und darüber empor. Sie füllen das sich zuspitzende Südende des gewaltigen Landes und verlaufen schliesslich in dem Meer mit niedrigen gerundeten Schären in der Gegend von Kap Farvel. Die einzelnen Felsklötze tragen Eisdecken, welche zahlreiche Gletscher steil zur Tiefe entsenden.

Nördlich davon beginnt in der Breite der Kolonie Julianehaab ein Gebiet, in welchem das Land zuerst schnell und dann allmählicher gegen Westen an Breite gewinnt. Die hohen Felsen des südlichsten Grönland ziehen dabei in nördlicher Richtung fort und füllen den östlichen Teil des verbreiterten Landes, während das Gebiet, welches sich gegen Westen angliedernd in die Davis-Strasse hinauswächst, niedriger ist. Die Eisdecken, welche im Süden nur die einzelnen Felsklötze überlagert haben, beginnen mit einander zu verschmelzen und bilden das Inlandeis, welches nunmehr das ganze Innere zwischen den beiden schmalen

[1] Nord-Grønland I, S. 12ff.
[2] Petermann's Mitteilungen, Ergänzungsheft Nr. 105, 1892, S. 72ff.

Küstensäumen verhüllt und sich von der Mitte gegen den westlichen stärker, als gegen den östlichen senkt. Nur die höchsten Spitzen des Gebirges ragen im Osten und im Süden als vereinzelte Nunataks empor, wie T. V. Garde[1] berichtet. Gegen den 62.° n. Br. hin verschwinden auch diese jenseits der Randzonen ganz, und es bleibt nun eine weite einförmige Eishülle übrig, welche sich von der schmalen Ostküste bis zu der breiteren Westküste spannt.

Von nun an besteht ein wichtiger Kontrast zwischen Osten und Westen. An der Ostküste haben wir zunächst 1000 bis 2000 m hohe Gebirge, welche vom Inlandeise selbst erfüllt sind und aus denen es sich in steilem Fall zu dem Meer im Osten herabsenkt. Die Breite derselben, soweit man sie sehen kann, ist gering; sie zeigen nur einzelne Spitzen oder kurze Rücken, die aus dem Inlandeise herausragen, und erscheinen als die Fortsetzung der Systeme, welche das südlichste Grönland erfüllen und nördlich von Julianehaab im Eise verschwinden. Nördlich des 69° n. Br. wächst dieses Gebirge an Breite nach Osten hinaus, wobei es Höhen bis zu 3000 m besitzt. Tiefe Fjorde zerschneiden diese Verbreiterung des Landes, wie im südlichsten Grönland, und trennen einzelne, steilwandig umrandete Klötze aus dem allgemeinen Zusammenhang los. Dieselben tragen Eisdecken, welche mit dem Inlandeise nicht in Zusammenhang stehen, aber ganz in der gleichen Weise wie dieses die Felsspitzen umlagern und steile Gletscher zum Meer entsenden. Das zusammenhängende Inlandeis ist nur in den innersten Teilen der Fjorde zu finden, ohne dass seine Gesamtbreite von dort bis zur Westküste geringer geworden ist, als sie es weiter im Süden war. Seine Ausläufer liefern auch ebenso gewaltige Eisberge, wie im Süden; dieselben treiben aber nicht, wie hier, in das offene Meer hinaus, sondern bleiben dem Innern der Fjorde erhalten, weil eine Untiefe längst der Küste den Ausweg versperrt.

Wie breit der die Ostküste begleitende Gebirgszug ist, kann man nicht sagen, weil er bis zum 69.° n. Br. westlich von dem schmalen Felssaum, der am Meer erscheint, und von 70° n. Br. an westlich von den hohen zackigen Spitzen, die den inneren Teil der Fjorde umgeben, vom Eis verhüllt ist. Für den südlichen Teil wissen wir aus den von F. Nansen bei seiner Durchquerung gefundenen Höhenverhältnissen, dass die Oberfläche des Inlandeises von den Felsen der Ostküste zunächst noch ansteigt, dann über die Mitte des Landes hinaus flach bleibt und sich dann in längerem Abhang gegen die Felsen der Westküste senkt. Diese Gestaltung macht es wahrscheinlich, dass die Breite des Gebirgszuges von Osten her bis über die Mitte des Landes hinausreicht, und dass seine Höhen zwischen der Mitte und der Ostküste noch bedeutender sind, als in dem südlichen Teil der Ostküste selbst.

Im Gegensatz zu diesen Gebirgen der Ostküste, welche mit den in der Mitte des Landes unter dem Eise vorborgenen verwachsen erscheinen und bis zu den grössten Höhen noch ganz vom Inlandeise umlagert sind, bilden die Gebirge

[1] Meddelelser om Grønland, XVI. S. 17 ff.

der Westküste ein selbständiges System, gegen welches das Inlandeis von ferne herandringt. Die Höhen des westlichen Küstensaums sind bis zum 69.° n. Br. meistens gering und deshalb selten von eigenen Eisdecken überlagert. Sie sind von vielen, langen und weitverzweigten, aber meistens engen Fjorden durchschnitten, welche hier und dort auch bis zum Inlandeise hindurch reichen und den Ausläufern desselben den Zutritt zum Meer gewähren, ohne indessen grössere Massen hindurchzulassen.

Mit dem 69.° n. Br. ändert sich auch an der Westküste das Bild, aber in anderer Weise, als an der Ostküste, wo das Land gegen Osten hin an Breite gewann. Von Westen her greifen nun grosse und tiefe Meeresbuchten durch den Küstensaum bis in die Nähe des Inlandeises hindurch und erreichen dessen Rand mit den Fjorden, in welche sie sich im Hintergrund verzweigen. Da die letzteren breit und tief sind, nehmen sie grosse Massen des Inlandeises, das sie anschneiden, auf, und führen dessen Trümmer in gewaltigen Eisbergmengen durch die Buchten zum offenen Meer. Die Halbinseln und Inseln aber, welche die Buchten teilen und gliedern, wie Disko, Nugsuak, Agpat und Upernivik Ø, erreichen viel bedeutendere Höhen, als man sie sonst an der Westküste hat, und bilden infolgedessen eigene Hochlandeisdecken von bedeutendem Umfang; dieselben sind teils vom Inlandeise getrennt, wie auf Nugsuak, teils im Zusammenhang damit, wie im Gebiet des Karrat-Fjordes. Darin aber unterscheiden sich diese Eisbildungen von denen, die an der Ostküste und im südlichsten Grönland ausser Zusammenhang mit dem Inlandeise stehen, dass die letzteren nur wie losgetrennte Teile des Inlandeises erscheinen und in dem gleichen Verhältnis zu den Landformen stehen, wie dieses selbst, während die ersteren mit dem Inlandeise nichts zu thun haben und nur bisweilen mit ihm zusammenhängen, weil sie auf Höhen entstehen, welche das Inlandeis von ferne her durchdringt.

Im nördlichsten Grönland verschwinden die Kontraste der beiden Küstensäume, indem sich der Charakter der Westküste dem der Ostküste darin nähert, dass das selbstgebildete Hochlandeis mehr und mehr mit dem Inlandeise verschmilzt. Schon im nördlichsten Teile der dritten grossen Bucht, der Melville-Bai, hebt sich das Land, in welcher das Inlandeis liegt, und nördlich von Kap York, in Hayes Halbinsel, liegt das letztere, wie an der Ostküste, in dem Gebirge, in dem es entsteht. Thatsache ist dabei, dass das Land nun auf beiden Seiten auf Kosten des Inlandeises sich auszubreiten beginnt, indem von hohen Felsen umsäumte Fjorde tief und immer tiefer hineinziehen. Offenbar ist das Eis hier nicht mehr so reichlich ernährt und nicht mehr so mächtig, wie weiter im Süden.

So beginnt das Inlandeis in dem Gebiet, wo die Formen der beiden Küstensäume ähnlich werden, aufgelöst und zerteilt zu werden. An den Rändern der Fjorde ist eisfreies Land, welches wie ein Netzwerk die einförmige weisse Hülle durchzieht. Da auch die Aussenküsten des Landes nördlich von dem 77.° n. Br. sich zu nähern beginnen, wie es im Westen beobachtet und im Osten von K. Koldewey vermutet ist, kann das Gebiet nicht fern sein, wo die Fjorde der beiden Seiten

sich treffen und so dem Inlandeise ein nördliches Ende bereiten. Peary glaubt dieses Ende nördlich von 82° n. Br. erreicht und in der Independence-Bai den Wasserweg gesehen zu haben, welcher die beiden Meere verbindet.

Es ist indessen nicht zutreffend hier von einem Ende Grönlands zu sprechen. Denn der gleiche aufgelöste Charakter, welcher in 82° n. Br. wieder in die Erscheinung tritt, besteht überall, wo man die Formen des Landes sieht, wie im südlichsten Grönland und im ganzen Verlauf der Ostküste nördlich vom Scoresby-Sund. Es ist deshalb nicht ausgeschlossen, dass auch an anderen Stellen schon Verbindungen zwischen den beiden Meeren bestehen, die nur heute vom Eise erfüllt sind. Andererseits gehört auch das Land nördlich von der angenommenen Wasserverbindung trotz seiner Abtrennung ebenso vollkommen in das grönländische Gebirgssystem hinein, wie die hohen Felsenklötze, welche die Ostküste nördlich vom Scoresby-Sund an begleiten, oder diejenigen, welche das Südende Grönlands füllen. Nur das zusammenhängende Inlandeis hätte an dem Wasserweg seine nördliche Grenze erreicht, wenn auch die Eisdecken der abgetrennten Klötze den Charakter des Inlandeises im nördlichsten Grönland vollkommen fortsetzen.

Im Inneren des Inlandeises ist eine wirkliche Gliederung, die auf die Formen des Landes zurückgeht, nur aus dem nördlichsten Teil durch R. E. Peary[1] und aus dem südlichsten durch T. V. Garde bekannt geworden. An der ersten Stelle sind Schwellen im Eise beobachtet, welche die Gebirgszüge der Küste in das Innere fortsetzen, und an der letzten wurden die Spitzen des Gebirges selbst gesehen, in welchem das Inlandeis bis zur Ostküste liegt und von dem es sich gegen die Westküste senkt. An anderen Stellen dazwischen treten wohl Fortsetzungen der westlichen Gebirgssysteme, welche den Rand des Inlandeises auflösen, auch noch kurze Strecken in diesem selbst hervor; dieselben verschwinden aber bald unter der einförmigen Hülle, welche das Land überzieht. Eine wirkliche Abgrenzung der Eisstrom-Systeme, in welche nach H. Rink das Inlandeis gegliedert sein soll, kennen wir bis heute nicht. Dieser Mangel ist ein Grund für die Annahme Nansen's, dass das Inlandeis seine Oberflächengestalt unabhängig von den Landformen durch innere Kräfte regelt. Dazu kommt, dass das Inlandeis meistens in stufenförmigen Absätzen in die Fjorde hinabfällt, welche nicht für die Annahme sprechen, dass die Fjorde grossen Thalsystemen des Inneren angehören, die das Inlandeis gliedern.

Trotzdem sprechen nicht allein das verschiedene Verhalten in den beiden Küstensäumen und die beobachteten Gliederungen im Norden und Süden, sondern auch noch andere Gründe dafür, dass eine grössere Bedingtheit von den Landformen besteht, als es die Ansicht Nansen's voraussetzt. Hierher gehört einmal die von Nansen selbst betonte und als Zeichen einer gewissen Abhängigkeit von den Landformen betrachtete Thatsache, dass die Höhenlängsachse des Landes näher an der Ostküste, als an der Westküste liegt, und dann auch das Aussehen

[1] Journal of the American Geographical Society of New York, Vol. 28, 1896, S. 30.

der Eisoberflächen, insbesondere in der Umgebung der Nunataks, sowie die Verteilung des Kryokonits.

Das Verhalten des Eises an den Nunataks ist in den beiden Küstensäumen darin verschieden, das die Eisoberflächen sich im Osten gegen diese Felsinseln heben, während sie sich im Westen in der Umgebung derselben senken und durch tiefe Schmelzkehlen von ihnen getrennt werden. Das erstere Verhalten ist von T. V. Garde[1] im südlichsten Grönland beobachtet und in einem vortrefflichen Bilde dargestellt worden. Es findet sich in der gleichen Weise nach der Schilderung von F. Nansen[2] unter $64^1/_2{}^0$ n. Br. und nach den Darstellungen J. v. Payer's auch im Hintergrunde des Franz Josephs-Fjordes. Das andere Verhalten an der Westküste ist von J. A. D. Jensen und A. Kornerup[3] in der Gegend von Frederikshaab, von mir im Hintergrunde des Umanak-Fjordes (Tafel 18) und von C. Ryder[4] in Uperniviks-Land gesehen und beschrieben worden.

F. Nansen meint, dass der Grund dieses verschiedenen Verhaltens in Verschiedenheiten der Bewegungs-Intensität im Osten und im Westen zu suchen sei. Ich möchte dem gegenüber betonen, dass die Bewegungs-Intensität in der Umgebung der Nunataks eine ausserordentlich geringe ist und die Bewegungsunterschiede in den verschiedenen Gebieten dementsprechend noch geringer. Es ist daher kaum anzunehmen, dass diese Unterschiede ein verschiedenes Verhalten des Eises an den Nunataks bedingen, zumal an denen der Westküste eine aufwärts quellende Bewegung des Eises vorhanden ist. Ich glaube vielmehr, dass der Grund in dem verschiedenen Charakter der Vereisung im Osten und im Westen zu suchen ist. Dort liegt das Inlandeis in seinem Ursprungsgebiet, wo das Nährmaterial überwiegt und die Abschmelzung an den die Wärme rückstrahlenden Felsen zu kompensieren vermag; hier liegt es in einem Gebirge, welches mit seiner Entstehung nichts zu thun hat, und welches ihm kein neues Nährmaterial zuführt. Hier kann deshalb die Abschmelzung an den Felsen die Zufuhr von Masse übertreffen.

Ganz das gleiche lehrt die verschiedene Verteilung des Kryokonits im Osten und Westen, dessen Auftreten in einem einheitlichen Horizont nach meinen Ausführungen ein Merkmal für eine Periode des Rückganges der Vereisung ist. Im Osten und Süden herrscht ein auffälliger Mangel an Kryokonit, im Westen dagegen Überfluss. Es mag sein, dass, infolge der geringeren Ausdehnung des eisfreien Landes an der Ostküste, dort auch weniger Staub auf die Oberfläche des Eises hinausgeführt wird, als an der Westküste. Die Ausbildung eines bestimmten Horizontes würde das trotzdem nicht verhindern, wenn die Bedingungen sonst dafür vorhanden sind, d. h. wenn die jährliche Abschmelzung die jährliche Zufuhr von Schnee in dem betreffenden Gebiet übertrifft. Dieses

---

[1] Meddelelser om Grønland XVI, S. 31 und Tav. III.
[2] Petermann's Mitteilungen, Ergänzungsheft 105, S. 67.
[3] Meddelelser om Grønland I, S. 61, S. 128 und 133. Auch Tav. IV und Tav. V, C" und D".
[4] Ebendaselbst VIII. S. 213 und 223. Auch Tav. XIII.

scheint an der Ostküste nicht in der Weise der Fall zu sein, wie ich es von der Westküste erwies.

Es bestätigt also auch das äussere Aussehen der Eisoberfläche, dass dieselbe im Osten und Westen unter verschiedenen Bedingungen steht, wie es schon das Verhältnis zu den Küstensäumen gezeigt hat. Diese Verschiedenheiten scheinen mir mit der Annahme, dass das Inlandeis seine Oberflächengestalt im grossen und ganzen unabhängig von den Landformen nach inneren Kräften regelt, nicht vereinbar zu sein, weil sie zu wesentlich sind, als dass sie als Abweichungen von der allgemeinen Ordnung, die sonst auf beiden Seiten gleichmässig sein müsste, aufgefasst werden könnten. Alle Zeichen deuten vielmehr darauf hin, dass wir es an der Ostküste mit dem Ursprungsgebiet und an der Westküste mit dem Endgebiet einer Vereisung zu thun haben, weil in dem Verhalten zu den Küstenfelsen, zu den Nunataks und zu dem Kryokonit zwischen Osten und Westen der gleiche Unterschied besteht, wie zwischen dem Firngebiet und der Zunge eines Gletschers. Nach den Höhenverhältnissen im Innern müssen wir zwar annehmen, dass die Vereisung des Westens nicht der Ostküste selbst, sondern einem Gebirgssystem etwas östlich von der Mitte des Landes entstammt, welches mit dem System der Ostküste verwachsen ist. Jedenfalls durchdringt sie aber an der Westküste ein zweites, ihrem Ursprung fremdes Gebirgssystem und verschmilzt erst in den nördlichsten Teilen der Westküste mit der eigenen Vereisung, welche die letztere erzeugt. Das Inlandeis ist der Hauptsache nach eine Bildung der Höhe, wenn auch Tiefenbildungen, wie Seite 504 erwähnt ist, an seinem heutigen Bestande beteiligt sein werden.

Wie breit und tief die Scheide ist, welche die Systeme der Ostküste und der Mitte von denen der Westküste trennt, lässt sich nicht sagen, weil sie vom Eise erfüllt wird. Im südlichen Grönland scheint sie nicht bedeutend zu sein (Karte 1 und 9), weil zwischen den Höhen der eisfreien Küstenfelsen und denen des Inlandeisrandes nur geringe Unterschiede bestehen. Man kann hier kaum von einer Senke sprechen, welche zwei Gebirgssysteme trennt, sondern muss das Gebirge des Westens als den niedrigeren Ausläufer der Gebirge des Innern betrachten, welcher nur durch eine unerhebliche Eintiefung des Hochlandes davon abgetrennt wird.

In Nord-Grönland (Karte 1 und 9) handelt es sich dagegen schon von Holstensborg an und dann im Hintergrunde der grossen Buchten um beträchtliche Höhenunterschiede, da der Rand des Inlandeises auf dem Lande in Höhen von 500—600 m gelegen ist, während die eisfreien Küstenfelsen davor auf Disko, Nugsuak und nördlich davon bis zu Höhen von 2000 m und darüber emporsteigen. Hier besteht also zwischen den hohen Flächen des Innern und den Gebirgen der Westküste eine tiefe Mulde, welche ein bedeutendes Sammelgebiet für das von den ersteren abströmende Inlandeis darstellen würde, wenn sie geschlossen wäre. Dieselbe verläuft in der Längsrichtung des Landes und erreicht erst nördlich der Melville-Bai ein Ende, weil hier die Gebirge des Innern auf

Hayes Halbinsel bis in die Westküste hineingreifen und die Mulde im Norden abschliessen.

Von dieser Mulde werden die produktivsten Eisströme Grönlands gespeist, weil die grossen Meeresbuchten das westliche Gebirgssystem durchbrechen und mit breiten und tiefen Fjorden das Inlandeis darin anschneiden. Jeder Fjord wird dadurch zu einem lokalen Sammelgebiet, welches aus dem gemeinsamen mit Eis erfüllt wird. Da die Fjorde die tiefsten Stellen der Mulde sind, müssen sich in ihnen die Massen am reichlichsten sammeln und, da der Ausweg frei ist, in das Meer hinausschieben. So ersetzen die produktiven Eisfjorde der Westküste in der That die Abflusssysteme des Landes, auch wenn die erste Sammlung der Eismassen nicht in einzelnen Thalsystemen, sondern in einer gemeinsamen grossen Mulde erfolgt, in welche die steilwandig umrandeten, tiefen Fjorde hineingreifen.

Die Bewegung des Inlandeises.

Die zweite Frage, welche ich hier zusammenfassend beantworten will, betrifft die Art und die Verteilung der Bewegung unter den verschiedenen Bedingungen, in welchen das Eis zu den Landformen steht.

Bei dem Inlandeis ist eine vertikale und eine horizontale Bewegung von mir beobachtet worden. Die erstere ist das primäre; die horizontalen Verschiebungen beruhen nur auf den innerhalb des Eises vorgehenden Veränderungen in der Vertikalen.

Bei den vertikalen Verschiebungen sind zwei entgegengesetzte Richtungen zu unterscheiden gewesen, eine aufwärts gerichtete Bewegung in den Randzonen und eine abwärts gerichtete in den Gebieten jenseits davon. Die erstere ist den dünnen, die letztere den dicken Teilen des Eises eigentümlich. Auf den Oberflächen der Randgebiete sieht man ein Schwellen des Eises, welches dem von aussen wirkenden Schwunde entgegenwirkt, während jenseits der Randgebiete ein Einsinken der Oberfläche besteht, soweit dasselbe nicht durch die Häufung von Schnee verdeckt und überwogen wird.

Beide Arten der Vertikalbewegung beruhen auf Veränderungen der Massenverteilung innerhalb des Eises, indem den einsinkenden Gebieten Masse entzogen und den schwellenden Masse zugeführt wird. Da ich bei Betrachtung dieser Bewegungen die Einflüsse, welche durch Häufung von Schnee oder Abschmelzung rein äusserlich auf die Oberfläche wirken, stets sorgfältig umgrenzt und von den resultierenden Bewegungen in Abzug gebracht habe, bleibt keine andere Annahme, als Massenveränderungen innerhalb des Eises, zur Erklärung der Vertikalbewegungen übrig.

Der Schwund innerhalb des Eises, auf welchem das Einsinken der Oberfläche beruht, ist in den untersten Lagen am stärksten, wie die Messung am Asakak-Gletscher ergeben hat. Hätte dort jede Lage von der gleichen Dicke einen

gleich starken inneren Schwund gehabt, wie die unterste Lage, in der ich maass, so hätte die Oberfläche, welche rein passiv den Verschiebungen in den darunter befindlichen Lagen folgen muss, weit stärker einsinken müssen, als die Messung oben ergab. Der geringere Betrag erklärt sich dadurch, dass der innere Schwund nicht innerhalb der ganzen Dicke des Gletschers gleichmässig ist. Wir hatten Grund zu der Annahme, dass er in den untersten Lagen, also dicht über dem Boden am stärksten war und von da gegen die Oberfläche immer mehr abnahm.

Eine auffällige Parallelität zu der Abnahme der Stärke des Schwundes vom Boden bis zur Oberfläche hat die Verteilung der Schichtung innerhalb des Eises, deren Dichtigkeit auch von unten nach oben abnimmt. Wir mussten aus der Struktur der geschichteten Eislagen schliessen, dass die Schichtung durch ein Gefrieren von Wasser unter Druck entsteht, weil bei den Binnenseen die gleiche Struktur beim Gefrieren unter Druck zu stande kommt. Da nun die Schichtung am Boden am dichtesten ist und von dort gegen die Oberfläche hin abnimmt und da die Kältemengen für ein Gefrieren von Wasser in derselben Richtung eher zunehmen, müssen wir auch aus diesem Grunde schliessen, dass der innere Schwund, welcher das Wasser zum Wiedergefrieren bringt, vom Boden gegen die Oberfläche hin geringer wird, wie es die direkte Beobachtung bestätigt hat.

Freilich müsste die Schichtung auch deshalb von unten nach oben abnehmen, weil der Druck, der zu ihrer Bildung erforderlich ist, in der gleichen Richtung, also mit der Verringerung der darüber lastenden Eisdicke, abnimmt. Aus diesem Grunde findet in den obersten Eislagen ein Wiedergefrieren des oben eindringenden Schmelzwassers statt, ohne dass sich Schichten bilden. Würde das Schmelzwasser die ganze Eismasse durchdringen, so könnte dieselbe Verteilung der Schichtung entstehen, wie sie heute der Fall ist, ohne dass ein verschieden starker Schwund in den verschiedenen Eislagen wirkt. Eine unzersetzte Eismasse hat sich aber als nicht infiltrierbar erwiesen. Wir müssen daher annehmen, dass das zur Schichtenbildung erforderliche Schmelzwasser in der That innerhalb der Eismasse aus dem inneren Schwunde entsteht, und somit, dass die Verteilung der Schichtung auf der Verteilung des inneren Schwundes beruht.

Nun zeigt die Entstehung der Schichten, dass innerhalb des Eiskörpers nicht allein eine Verflüssigung stattfindet, sondern auch eine neue Verfestigung, weil die Schichten unter Druck gefrorene Massen sind. Es läge also kein Grund zu vertikalen Verschiebungen in der Eismasse vor, wenn die ganze verflüssigte Masse an derselben Stelle wieder gefriert und nur eine Umkrystallisation an Ort und Stelle stattfindet. Würde das allgemein der Fall sein, so wäre es schwer, die Wärmeschwankungen zu erklären, welche die Veränderungen des Aggregatzustandes innerhalb des Eiskörpers bedingen, weil dann dieselben Wärmemengen, welche bei der Verflüssigung verbraucht werden, bei der neuen Verfestigung wieder frei werden würden. Es unterliegt aber aus diesem Grunde, wie aus dem anderen, dass thatsächlich vertikale Bewegungen nachweisbar sind, keinem Zweifel, dass die Verfestigung nicht allgemein an der Stelle des Schwundes erfolgt.

Die Eisgebiete, deren Oberfläche einsinkt, erleiden unten zweifellos eine Verminderung der Masse, während die, welche schwellen, einen Zuwachs erfahren. Es findet mithin sichtlich eine Umlagerung von den ersteren zu den letzteren statt. Durch den Druck der darüber lastenden Massen wird das verflüssigte Material von den ersteren fortgepresst und in die letzteren hineingedrückt. Der Austausch erfolgt in derselben Weise, wie zwischen zwei verschieden hohen Wasserniveaus. Er unterscheidet sich von einem Ausgleich im Wasser nur darin, dass es weniger auf die Herstellung des gleichen Oberflächenniveaus ankommt und eine Verschiedenheit in diesem nicht der alleinige Grund für das Eintreten des Austauschs ist, sondern dass wesentlich eine Abgleichung der Mächtigkeiten erstrebt wird. Unter der dickeren Eismasse wird solange Material fortgepresst, als der genügende Grad von Verflüssigung eintritt, und die dünnere Eismasse kann von jener solange eine Zufuhr empfangen, als unter ihr derselbe Grad von Verflüssigung, wie in jener, noch nicht eintreten kann. Das Endziel dieses Vorgangs ist im allgemeinen die Herstellung der gleichen Mächtigkeit oder desselben glaciostatischen Druckes, und weniger des gleichen Oberflächenniveaus, wie es der hydrostatische Druck im Wasser ausschliesslich erstrebt. Es ist der stete Wechsel zwischen zwei Aggregatzuständen und die Abhängigkeit desselben vom Druck, welcher die Endbedingungen regelt. Das Eis bewegt sich von den mächtigeren gegen die dünneren Massen, also von dem Innern gegen die Randzone, hin. Es kann unter Umständen, wie ich es beobachtet habe, auch einen Abhang aufwärts strömen (Tafel 16), wenn dort eine geringere Mächtigkeit besteht, als in den tiefer gelegenen Teilen.

Naturgemäss kommen mancherlei Komplizierungen des allgemeinen Vorgangs in Betracht. Die wichtigsten davon liegen an der Verteilung der Wärme. Ein mächtiges, aber ganz durchkältetes Eisgebiet wird wegen Mangel an Verflüssigung in seinem Innern keinerlei Bewegungen gegen ein dünneres, aber durchwärmtes Eisgebiet hin zu stande bringen. Denn zur Entstehung der Bewegung kommt es auf die Verflüssigung an, welche in dem ersteren unmöglich ist. In meiner Schilderung der Wärmeverteilung im Eise ist indessen hervorgehoben, dass gerade die dünnsten Eisgebiete, also die Randzonen, am meisten durchkältet sind, während sich in den dickeren erhebliche Massen in oder nahe bei der Schmelztemperatur befinden. So liegt also auch aus diesem Grunde eine Tendenz zur Bewegung von den dickeren Gebieten gegen die dünnen, aus dem Innern gegen die Randzonen vor. Die letzteren erhalten durch das Wasser, welches in sie hineingepresst wird, auch eine Zufuhr von Wärme. Es können deshalb dann auch in ihnen Verflüssigungen entstehen, welche bei der dort vorhandenen Kälte zu Schichtenneubildungen führen. Das überreichliche Auftreten der Schichtung in den Randgebieten lehrt, dass gerade in ihnen besonders reichliche Massenumlagerungen erfolgen. Und dass dieselben mit einem Zuwachs von Masse verbunden sind, lehrt das Schwellen, welches sie vor den Gebieten des Innern auszeichnet.

In den Massenumsätzen zwischen den Gebieten verschiedener Mächtigkeit liegt der Grund für die Bewegungen des Eises in der Horizontalen, welche stellenweise eine solche Bedeutung gewinnen, dass neben ihnen die Bewegungen in der Vertikalen vollständig zurücktreten, während sie an anderer Stelle, wie z. B. am Hüttensee auf dem Karajak-Nunatak, nur als die nebensächliche Folge der Verschiebung in der Vertikalen erscheinen, indem das Aufquellen durch entgegenstehende Hindernisse aus der direkten Lotrichtung abgelenkt wird.

Die Horizontalbewegung hängt enge mit der Mächtigkeit des Eises und sonach mit der Stärke der Vertikalbewegung zusammen, wie ich beim Grossen Karajak-Eisstrom bewies. Je grösser die erstere ist, desto stärker wird auch die Intensität der Bewegung, wie es den grossen Beträgen des Schwundes unter den dicken Lagen entspricht. Bei den Küstengletschern nimmt die Geschwindigkeit mit der Zunahme der Schuttbeimengungen ab, weil gleichzeitig das Eismaterial, also die Mächtigkeit, schwindet. Auf diesem Moment beruht der Unterschied zwischen der Verteilung der Geschwindigkeit im Verlaufe des Längsschnittes der Gletscher und der Inlandeisströme. Bei den ersteren nimmt die Geschwindigkeit gegen das Ende hin ab, bei der letzteren zu. Bei jenen schwindet das Eis absolut durch die Abschmelzung von aussen, oder relativ durch die Durchmengung mit Schutt, während sich bei diesen die Mächtigkeit in den Fjorden gegen das Ende hin steigert. Die Abhängigkeit der Geschwindigkeit von der Masse und Dicke des reinen Eises lässt sich bis zu Einzelheiten verfolgen.

In beiden Fällen, sowohl bei den Gletschern, wie bei den Inlandeisströmen, lässt sich dabei erweisen, dass auch die Horizontalbewegungen der Oberfläche auf Verschiebungen in den unteren Lagen beruhen. Beim Asakak ist eine Horizontal-Verschiebung in der Nähe des Bodens, welche mit der Senkung gleichzeitig stattfindet, direkt gemessen; auch hier zeigte sich, dass die Horizontalverschiebung in den einzelnen Lagen von unten nach oben abnehmen müsse, weil die gemessene Verschiebung der Oberfläche, in welcher die Summe der Verschiebungen aller einzelnen Lagen in die Erscheinung tritt, kleiner war, als wenn alle Lagen von gleicher Dicke zwischen Boden und Oberfläche die gleiche Geschwindigkeit gehabt hätten, wie die unterste Lage.

Beim Sermiarsut mussten wir auf eine stärkere Bewegung in den unteren, als in den oberen Lagen, aus einem Vergleich der Bewegung in zwei Querschnitten schliessen. Wir sahen, dass die obere Steinreihe bei der Stärke der jährlichen Ablation mit der ihr eigenen Geschwindigkeit niemals die Lage der unteren erreichen könnte, dass also der Gletscher früher enden müsste, als er es thut, wenn nicht seine Bewegung auf der Bewegung der unteren Lage beruht. In der Tiefe muss eine Zufuhr von Masse nach der Zunge erfolgen.

In dem Grossen Karajak-Inlandeisstrom endlich war die Bewegungssumme an der Oberfläche im äussersten Ende stärker, als weiter oberhalb. Wir mussten hieraus schliessen, dass der Eisstrom seine Kontinuität verlieren würde, wenn nicht in der Tiefe ein schnellerer Ersatz von Masse nach dem Ende erfolgt, als an der Oberfläche.

Überall ist mithin eine besondere Bewegung der untersten Teile erwiesen. Beim Grossen Karajak beruht auf dieser die ganze Bewegung des Endes, da dasselbe so tief in das Meer eintaucht, dass kein nennenswerter Druck mehr auf den untersten Lagen lastet und mithin auch kein Material aus ihnen fortpressen kann. Die Bewegung des Endes nähert sich dort der rein passiven Bewegung der Eisberge und geht an der Kalbungsgrenze in dieselbe über. Es ist kein Druck mehr vorhanden, um ein Einsinken des Eises zu stande zu bringen und die vertikale Bewegung in die horizontale zu übertragen.

Wie aber sind diese horizontalen Massenumsätze, welche im Innern der Gletscher und des Inlandeises nachweisbar sind und deren Summe in der Bewegung der Oberflächen zum Ausdruck kommt, im einzelnen zu denken? Ich will den Vorgang, wie er sich nach den Beobachtungen ergiebt, nun mechanisch zergliedern.

Die Mechanik der Eisbewegung.

OO sei die geneigte Oberfläche einer auf dem ebenen Boden *BB* liegenden Eismasse *E* (Abbildung 53). Ich denke mir dieselbe parallel zu dem Boden durch Horizontalebenen in die Lagen *a, b, c*, . . . zerlegt und durch Vertikalebenen in die Abschnitte I, II, III, ... Wenn *E* sich auf einer konstanten Temperatur in der Nähe von 0° befindet, tritt bei einer geringen Wärmezufuhr, welche die ganze Masse

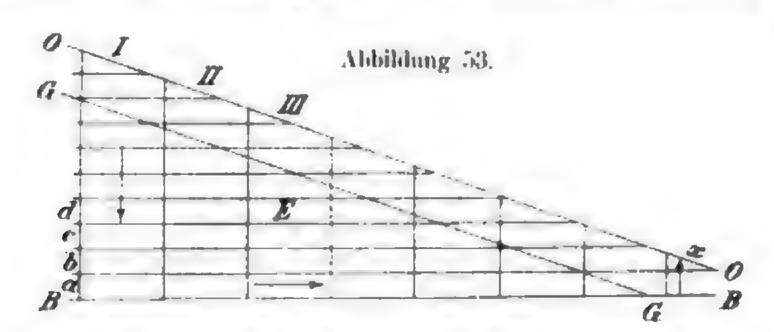


Abbildung 53.

Schematische Zerlegung einer Eismasse in Drucksysteme.
Die horizontalen Linien entsprechen den Schichten, die vertikalen den Blaubändern.

gleichmässig betrifft, die Verflüssigung eines geringen Teils der Eismasse ein, und zwar in den tieferen Lagen etwas früher oder etwas mehr, als in den höheren, also in *a* mehr als in *b* und so fort, weil jene unter höherem Druck stehen und infolgedessen einen niedrigeren Schmelzpunkt besitzen, und andererseits in dem Abschnitt I wieder etwas früher als in II und so fort, weil der erstere mächtiger ist und seine Lagen infolgedessen auch unter höherem Druck stehen.[1]

[1] Der Schmelzpunkt des Eises liegt bei dem Druck einer Atmosphäre bei 0°: er wird aber bekanntlich durch eine Steigerung des Druckes erniedrigt und zwar für den Druck von einem Kilogramm auf den Quadratcentimeter um 0,0075°. Herr Professor H. J. van't Hoff machte mich freundlichst darauf aufmerksam, dass die Grösse dieser Erniedrigung, wie H. Le Chatelier (Zeitschrift für Physikalische Chemie, 1882, IX, S. 335 ff.) nachweist, sich auf 0,091° für den Druck von einem Kilogramm auf den Quadratcentimeter steigert, falls das Schmelzwasser entweichen kann und also nicht auch

Das entstandene Schmelzwasser wird unter dem Druck der darüber lastenden Eismasse ausweichen müssen und zunächst Hohlräume, Luftkanäle und Spalten im Eise erfüllen. In diesen steht es zweifellos unter etwas geringerem Druck als in der Lage, in welcher es entstand, und wird wegen dieser teilweisen Entlastung, die seinen Schmelzpunkt steigert, wieder gefrieren müssen. Die Folge davon ist zunächst eine grössere Klarheit der Eislagen mit dem meisten Schmelzwasser, also der unteren Lagen, welche thatsächlich auch beobachtet ist; die Klarheit wächst von der Oberfläche zum Boden.

Je mehr sich dieser Prozess steigert, desto mehr werden die Hohlräume und Luftkanäle des Eises erfüllt, und es kommt ein Zustand, wo diese nicht mehr ausreichen, um das entstandene Schmelzwasser aufzunehmen. Dann bleibt dieses im Eise unter einem gewissen Druck, welcher sich mit der abnehmenden Möglichkeit auszuweichen, also mit fortschreitender Klärung des Eises, immer mehr der Grösse des Druckes nähert, unter welchem die Verflüssigung eintrat. So lange noch ein Unterschied zwischen beiden besteht, muss ein Teil der Wassermenge zum Wiedergefrieren gelangen, weil er etwas entlastet wird. Das Gefrieren selbst erfolgt aber auch unter Druck und deshalb derart, dass die krystallographischen Hauptachsen sich in die Druckrichtung stellen. Die Beimengungen von Luft und Sand, welche in dem sich so umbildenden Eise enthalten sind, stehen unter dem gleichen Druck und ordnen sich daher zu Flächen, deren Normale in der Druckrichtung stehen, wie es z. B. Glimmerblättchen in einer gepressten Lehmmasse thun. Die Folge ist, dass die Eisstruktur immer mehr diejenige Ordnung annimmt, die wir in den geschichteten Lagen erblicken. **Die Klärung ist das Übergangsstadium, die Schichtung das Endergebnis der Umbildung.**

Mit diesem Vorgang ist natürlich eine Verringerung des Volumens verbunden, da die Eismasse in Hohlräume umgelagert wird. Die Folge ist ein **Einsinken** der Oberfläche, welches dort am lebhaftesten ist, wo die kräftigste Umbildung stattfand, also in den mächtigen Eislagen mehr als in den dünnen, in Abschnitt I mehr als in II, und im allgemeinen im Innern mehr als in den Randzonen des Inlandeises.

selbst den betreffenden Druck erleidet. Hiernach schmilzt also eine Eismasse, aus der das Schmelzwasser entweicht, unter gleichen Drucken bei niedrigeren Temperaturen, als eine solche, in der das Schmelzwasser enthalten bleibt und ebenso unter Druck steht, wie das Eis. Der Druck des eingeschlossenen Wassers wirkt mithin in dem letzteren Falle dem von aussen ausgeübten Druck entgegen, ganz ebenso wie der Druck des Wassers, in welches die Inlandeisströme eintauchen, der Steigerung ihrer Bewegung entgegenwirkt, welche eintreten würde, wenn das Wasser aus denselben entweichen könnte. Die Thatsache, dass der Schmelzpunkt des Eises auch unter höherem Druck sich dem Nullpunkt nähert, wenn das Wasser nicht entweichen kann, ist für die Mechanik der Gletscher von grosser Bedeutung, weil man daraus schliessen muss, dass eine mächtige Eismasse von 0° in ihren unteren Lagen nicht ganz verflussigt zu werden braucht, wenn nur der genügende Wasserdruck in ihr verteilt ist, wie ich es auch in den nachstehenden Ausführungen über die Mechanik der Eisbewegung annehme. Partielle Veränderungen des Aggregatzustandes innerhalb der Eismasse bedingen somit nicht allein die Bewegung des Eises, sondern auch seinen Bestand; eine reine Eismasse kann weniger den Verflussigungen durch Druck widerstehen, als eine von Wasser durchtränkte.

Der Vorgang hat bei gleichen Temperaturbedingungen zweierlei Grenzen. Einmal giebt es in der Neigung von *OO* abwärts einen Abschnitt, welcher so wenig mächtig ist, dass er den genügenden Druck zur Verflüssigung selbst in der untersten Lage *a* nicht mehr erzeugen kann. In den höheren Lagen war das schon in früheren Abschnitten der Fall; die Linie *GG* soll die Grenze bezeichnen, über welcher keine Verflüssigung bei der betreffenden Zufuhr von Wärme mehr eintritt. Zweitens aber giebt es auch für den Verbleib des verflüssigten Materials eine Grenze, weil die Hohlräume und Luftkanäle mit der Zeit alle soweit ausgefüllt werden, dass das Wasser bei den herrschenden Druckverhältnissen nicht mehr wieder gefrieren kann. Es bleibt dann im Eise verteilt und steht unter dem gleichen Druck, unter dem es entstand.

In dem ersten Grenzfall müssen wir das Ende für die Bewegungsfähigkeit des Eises erblicken, weil damit die Lockerung des Gefüges, welche zur Bewegung erforderlich ist, aufhört. Jenseits der anderen Grenze muss sich die vertikale Bewegung, welche lediglich auf einem Einsinken des Eises infolge der Volumen-Verringerung der unteren Lagen beruhte, in eine horizontale übertragen, weil zusammenhängende Wassermengen innerhalb einer Eismasse nicht bestehen bleiben können und dorthin seitlich fortgepresst werden müssen, wo geringere Druckverhältnisse herrschen. Selbst enge und schmale Kanäle, welche durch Bäche gebildet sind, werden durch das darüber lastende Eis zusammengedrückt (Tafel 15). Eine Wasserschicht, die sich im oder unter dem Eise gebildet hat, kann deshalb keinen Bestand haben, solange das Wasser die Möglichkeit hat, zu entweichen, und nicht in einem festen Gefäss durch seinen hydraulischen Druck die Decke trägt.

Die Möglichkeit zu entweichen besteht einmal am Boden des Eises auf den zufälligen und wenig dauerhaften Wegen, welche das Wasser sich selbst gegraben hat, und auch durch die lockeren Steinschüttungen, aus welchen die Grundmoräne besteht. Die Mengen, welche hierhin gelangen, gehen der Masse des Eises verloren und tragen so dazu bei, die Mächtigkeit und somit auch die Bewegungsfähigkeit allmählich zu vermindern.

Die Horizontalbewegungen des Eises beruhen dagegen auf dem Ausweichen des Wassers innerhalb der Eismasse selbst. Dasselbe erfolgt naturgemäss von den Gebieten des höheren zu denen des niedrigeren Drucks und, da diese nicht sowohl von dem Niveau des Wassers, als von der Mächtigkeit des Eises abhängen, in welchem dasselbe verteilt ist und in dem es entstand, von den Abschnitten mit grösserer zu denen mit geringerer Mächtigkeit. Wenn die letzteren in einem höheren Niveau liegen, kann deshalb die Bewegung auch aufwärts erfolgen, wie es in den Randgebieten des Inlandeises stellenweise der Fall ist.

Man darf sich nun das Ausweichen des Wassers innerhalb der Eismasse nicht als freie Strömungen denken, sondern nur teilweise als mechanische Verschiebungen der Masse und zum anderen Teile als Fortpflanzungen eines Zustandes. Freie Strömungen können innerhalb der Eismasse aus

demselben Grunde nicht bestehen, aus welchem sich Wasserschichten nicht zu halten vermögen. Eine Erklärung der Eisbewegung durch eine unter dem Eise bewegte Wasserschicht, wie es H. Haas[1] gedacht hat, ist aus diesem Grunde physikalisch unmöglich.

Die mechanischen Verschiebungen, welche thatsächlich bestehen, kommen dadurch zu stande, dass in einem Eisstück, welches etwa auf der Grenze meiner in Abbildung 53 willkürlich abgeteilten Abschnitte I und II gelegen ist, die in I gelegenen Teile durchweg unter einem höheren Druck stehen, als die in II. Es muss infolgedessen nach Maassgabe der vorhandenen Lockerung des Gefüges eine Verrückung des betreffenden Eisstückes von I nach II hin stattfinden. Diese Tendenz liegt in allen horizontalen Lagen, welche die beiden Abschnitte bilden, weil in allen die gleiche Druckdifferenz zwischen den zu I und II gehörigen Teilen besteht. Die Tendenz ist jedoch desto stärker, je tiefer die Lage liegt, weil nach der Tiefe infolge der Steigerung des absoluten Druckes die im Eise verteilte verflüssigte Menge, welche den Druck überträgt, und die Lockerung des Gefüges wächst, so dass der Widerstand in der gleichen Richtung abnimmt.

Die Fortpflanzungen des Zustandes, in welchen das Ausweichen des Wassers zweitens besteht, beruhen darauf, dass die mechanisch etwa von I nach II hin ausweichende Menge in II auf geringere Druckverhältnisse trifft und somit entlastet wird. Danach kann ein Teil wieder gefrieren, weil seine Verflüssigung auf höheren Drucken beruhte. Durch das Gefrieren wird etwas Wärme frei, welche nun in Abschnitt II neue Verflüssigungen erzeugt, die erst in III zum Wiedergefrieren gelangen. Wir haben hierbei also nicht die fortschreitende Bewegung einer bestimmten Eismenge in der Richtung des abnehmenden Druckes, sondern die Auslösung der Bewegung einer benachbarten zweiten Eismenge, wenn die erste nach kurzer Zeit wieder zum Stillstand gelangt, und so fort.

Naturgemäss gehen beide Arten von Fortpflanzung, die der Masse selbst und die des Zustandes, dauernd mit einander vereint vor sich, und das Endergebnis beider ist die Fortpflanzung von Masse aus den Gebieten des höheren zu denen des geringeren Drucks, also aus den dickeren zu den dünneren Teilen des Eises. Bei der Fortpflanzung des Zustandes müssen wir die Verschiebungen der Masse nur in Absätze zerlegt denken. Da jedoch dauernd Zustandsänderungen vorgehen, werden die Absätze klein und immer kleiner, und das Endergebnis ist dann auch aus diesem Grunde eine dauernde horizontale Verschiebung der Masse.

Die Geschwindigkeit der Verschiebung ist nicht allein von dem Druckgefälle abhängig, welches in der ganzen Eismasse konstant ist, sondern auch von den Hindernissen, welche die Bewegung erfährt. Dieselben liegen in dem die gepressten Wassermengen trennenden Eis und in demjenigen, welches sich infolge der Zustandsänderungen von neuem bildet. Je grösser diese Hindernisse sind, desto langsamer wird die Bewegung, weil jene gewissermaassen das Gefälle des Wassers

[1] Mitteilungen aus d. Min. Institut zu Kiel. Bd. I. Heft 2, 1889.

unterbrechen. Aus diesem Grunde muss die Geschwindigkeit in jeder horizontalen Lage von den dickeren gegen die dünneren Abschnitte hin allmählich abnehmen, weil in der gleichen Richtung die Lockerung des Gefüges geringer wird. Die lebendige Kraft vermindert sich dabei mit dem Quadrat der Geschwindigkeit; sie muss ausserdem auch deshalb abnehmen, weil infolge der fortschreitenden Verringerung des absoluten Drucks immer weniger Masse verflüssigt wird und weil von den früheren Mengen ein Teil durch Entweichen am Boden verloren geht.

Innerhalb jedes Abschnittes ist die Geschwindigkeit um so grösser, je tiefer die Lage ist, weil die Lockerung des Gefüges mit der Tiefe zunimmt und die Bewegung dort den geringsten Widerstand findet. Thatsächlich folgte auch aus den Beobachtungen an dem Grossen Karajak sowohl, wie an dem Asakak und dem Sermiarsut, dass die Differentialbewegung der einzelnen Lagen von der Oberfläche gegen den Boden hin wächst.

Nun kann aber die untere Lage nicht einfach unter der oberen fortströmen, weil wohl eine Lockerung des Zusammenhanges, aber nicht eine Trennung zwischen beiden besteht. Infolgedessen kommt zu der Eigenbewegung der oberen Lage ein Teil von der Bewegung der unteren hinzu und teilt jener eine etwas grössere Geschwindigkeit mit, als sich in ihr allein auszubilden vermöchte. So geht es von Lage zu Lage fort und in der Oberfläche ist nicht die Summe der Differential-Bewegungen aller darunter befindlichen Lagen, wohl aber die Summe von Teilen derselben enthalten. So kommt es, dass die Oberfläche in der Gesamtheit die grösste Geschwindigkeit hat, während die Oberflächenlage selbst die geringste Eigenbewegung besitzt. Auch dieses Ergebnis haben wir durch die Beobachtungen bestätigt gefunden, indem wir beim Asakak durch Messungen feststellten, dass die Geschwindigkeit der Oberfläche die der untersten Lage übertrifft.

Je dünner nun die Eismasse wird, desto geringer wird die Geschwindigkeit der einzelnen Lagen, also auch die Summe derselben, welche wir als Geschwindigkeit der Oberfläche messen. Am Ende des Gletschers entweicht das Wasser nach vorn und nach den Seiten, ohne die Eismasse selbst noch vorwärts zu treiben. Die äussere Abschmelzung gesellt sich zu der Wirkung des inneren Schwundes und vollendet das Werk der Zerstörung an den Teilen, welche noch vorquellen. Bis in die Zunge hinein ist Bewegung vorhanden; je schärfer dieselbe aber gewölbt ist, desto schneller muss sich die Bewegung gegen das Ende hin verlieren.

Bei den Inlandeisströmen, welche in das Meer eintauchen, wird das Ende durch den Druck des Wassers entlastet. Dadurch wird die gleiche Wirkung erreicht, als wenn die Eismasse an Mächtigkeit abnehmen würde, und die horizontalen Umsätze werden in der Richtung erfolgen, in welcher das Eis in das tiefere Wasser hineinströmt. Dieses wird unter Umständen auch dann der Fall sein, wenn die Eismasse in den Fjorden noch an Mächtigkeit wächst, was

in einigen Fällen wohl mit Sicherheit anzunehmen ist. Das Strömen erfolgt stets in der Richtung der Entlastung.

Bei dem Eintauchen in das Meer muss daher die Geschwindigkeit in den tieferen Lagen der Eisströme abnehmen, wie es die Beobachtungen an dem Grossen Karajak-Eisstrom auch gezeigt haben; die unteren Lagen werden durch den Druck des Meeres entlastet und verlieren dadurch an Eigenbewegung. Da aber die Mächtigkeit des Eises nicht gleichzeitig abnimmt, wird die Summe der Differential-Bewegungen, welche wir an der Oberfläche messen, nicht in der Weise abnehmen, wie bei Gletschern, deren Mächtigkeit schwindet. Dieselbe kann sogar trotz der verringerten Geschwindigkeit in den einzelnen Lagen vergrössert werden, weil infolge der wachsenden Entlastung die Lockerung des Gefüges abnimmt und dadurch die Beeinflussung der Geschwindigkeit in den höheren Lagen durch die in den tieferen zunehmen muss. Beim Grossen Karajak-Eisstrom ist eine Zunahme der Geschwindigkeit an der Oberfläche in der Richtung der Entlastung auch thatsächlich beobachtet worden. Ich habe schon bei der Erörterung dieser Beobachtungen einige Schlüsse auf die Verteilung der Geschwindigkeit in den unteren Lagen gezogen, welche mit den hier auf theoretischem Wege abgeleiteten vollkommen übereinstimmen. —

Die schematischen Verhältnisse, welche ich bei den obigen Betrachtungen über die Mechanik der Eisbewegung zu Grunde gelegt habe, treffen natürlich in der Natur nur selten zu. Ich glaube jedoch, dass man auf dieser Grundlage über die Vorgänge bei der Bewegung im Innern der Eismasse am besten Klarheit gewinnt. Die mannigfaltigen Abweichungen, welche thatsächlich bestehen, wird man dann auf Grund der einfachen Verhältnisse am besten verstehen können, wie ich es an einigen Beispielen, die ich meinen Beobachtungen entnehme, nun zeigen will.

Wenn die Eismasse nicht auf einer ebenen, sondern auf einer geneigten Unterlage liegt, verursacht schon das blosse vertikale Niedersinken eine Bewegung im Sinne der Neigung. Die horizontalen Umsätze werden zu gleich gerichteten Bewegungen führen, wenn die Dicke des Eises in der Richtung der Neigung abnimmt, weil dann auch die Höhe der vertikalen Abschnitte und somit der Druck in derselben Richtung vermindert wird. Die Bewegung wird demnach durch die Neigung in diesem Fall eine Beschleunigung erfahren. Wenn die Dicke konstant bleibt, wird eine Bewegung im Sinne der Neigung nur infolge des vertikalen Niedersinkens eintreten, weil für die horizontalen Umsätze keine Richtung bevorzugt ist. Unter solchen Verhältnissen findet in der Regel die Bewegung der Küstengletscher statt.

Bei den Inlandeisströmen nimmt die Dicke bisweilen in der Richtung der Neigung zu; da hier jedoch eine Kompensation der wachsenden Mächtigkeit durch die tragende Kraft des Meeres, in das sie eintauchen, stattfindet, herrscht auch in diesen eine Bewegung im Sinne der Neigung, wie wenn die Mächtigkeit in der Richtung derselben abnehmen würde. Übrigens trat bei ihnen der Einfluss der Neigung nur wenig hervor. In den Randgebieten aber, wo die Mächtigkeit

entgegen der Richtung der Neigung abnimmt, haben wir eine bergaufwärts von den dickeren zu den dünneren Teilen gerichtete Bewegung gefunden. Hier vermochte also die Neigung die von den inneren Druckkräften herrührende Bewegung nicht zu überwinden. So können die Neigungsverhältnisse das Maass der Geschwindigkeit wohl im einzelnen verändern und in Grenzfällen auch die Richtung umkehren; sie vermögen aber den allgemeinen Gang, welchen die Mächtigkeitsverhältnisse bestimmen, nicht zu zerstören.

Eine zweite vereinfachende Annahme, die ich gemacht habe, war die des Vorhandenseins einer konstanten Temperatur in der Nähe des Nullpunkts innerhalb der ganzen Eismasse. Aus meinen Ausführungen über die Temperaturverteilung im Eise wird hervorgehen, wie weit diese Annahme zutrifft. Eine Abweichung, die wir kennen, findet in den Randgebieten statt, indem diese im Winter nicht unerheblich durchkältet werden, während das in den dicken Teilen des Inlandeises weniger der Fall ist. Treffen die horizontalen Strömungen, die ich beschrieb, aber auf ein durchkältetes Gebiet, dann ist die notwendige Folge, dass sie durch Wiedergefrieren zum Stillstand gelangen und die Masse des durchkälteten Gebiets vermehren. Dieses tritt in dem beobachteten Schwellen der Randgebiete und in ihrer ausgezeichneten Schichtung auch wirklich hervor; auch diese Abweichung von den angenommenen normalen Verhältnissen bestätigt somit das Vorhandensein der entwickelten inneren Vorgänge.

Drittens sei der Durchmengung des Eises mit Schutt gedacht, welcher nach der Theorie einen die Bewegung hemmenden Einfluss haben muss, weil er nicht, wie das Eis, durch Zustandsveränderungen von der Bewegung überwältigt werden kann und somit die Anzahl der mechanischen Hindernisse vermehrt, die gewissermaassen das Druckgefälle unterbrechen und die Geschwindigkeit verzögern. Der Einfluss der Schuttbeimengungen tritt in den Beobachtungen dort am schärfsten hervor, wo sich die Schichten, mit konvexem Bogen gegen dieselben gewandt, zur Oberfläche emporkrümmen (Abbildung 54). Hier sieht man, dass der Schutt als festes Hemmnis gegen die Bewegung des ganzen wirkt, wie es seine Teile für die kleineren Abschnitte der strömenden Eismasse thun. Auch bei diesen kann man es an den Schichtenkrümmungen in der Umgebung einzelner Steine erkennen (Abbildung 14 und 15, Seite 104).

Schliesslich will ich auch an dieser Stelle der Blaubänder gedenken, welche ich als die Druckflächen der Bewegung aufgefasst habe, während die Schichten durch ein Gefrieren unter dem Druck der auf dem Boden lastenden Masse erklärt sind. Man sollte meinen, dass zwei Systeme von Druckflächen nicht neben einander auftreten können, weil sich in einer beweglichen Masse die vorhandenen Druckkräfte zu einer Resultante vereinigen müssten, welche dann auch die Lage der senkrecht zur Druckrichtung gelegenen Flächen bestimmt. Dieses ist in manchen Gebieten auch der Fall, z. B. in dem rechten Arm des linken Ujarartorsuak-Gletschers (Abbildung 54) oder in dem zweiten Nebengletscher des Sermiarsut, wo die Schichten sich aus der horizontalen Lage gegen ein Hindernis gewandt zur

Oberfläche emporkrümmen und dort wie die Blaubänder ausstreichen, sowie in der Randzone des Inlandeises auf der Tasiusak-Stufe, wo sie die sonst so reichlich ausgebildete Blaubandstruktur dem Streichen nach ersetzen. Auch in der Zunge des Eisstroms von Frederikshaab ist das gleiche nach der Schilderung von A. Kornerup[1] der Fall. Es giebt somit Gegenden, wo die zum Boden meistens parallele Schichtung und die zur Oberfläche vertikale Blaubandstruktur in einander über-

Abbildung 54.



Übergang der Schichtung in Bänderung in dem rechten Arm des linken Ujarartorsuak-Gletschers.

gehen und so die beiden Systeme von Druckflächen sich zu einem resultierenden System vereinen.

Andererseits sind aber die zahlreichen, vertikal von oben in das Eis hineinziehenden und an den Wänden der Spalten bis zur Tiefe sichtbaren Blaubänder nach Aussehen und Auftreten so wesentlich von den Schichten verschieden, dass man sie als ein besonderes System von Druckflächen im Gegensatz zu den letzteren auffassen muss, zumal sie in einem Bachkanal auch in dem geklärten Eis, aus dem die zum Boden parallele Schichtung entsteht, noch gefunden sind.

Ich glaube auch, dass das gemeinsame Auftreten beider nicht schwer zu erklären ist. Die Schichten sind die Flächen, auf welchen das im Eise verteilte Wasser selbständig wieder gefriert, wie ihre Struktur beweist; es kommt in ihnen zu einer vollkommenen Umkrystallisation infolge des dauernden, kräftigen Druckes

[1] Meddelelser om Grønland I, S. 125 und 128. Tav. V.

der auf dem Boden lastenden Massen. Die Blaubänder sind nach Lage und Form stetigen Veränderungen unterworfen, wie ich beschrieb; sie besitzen auch nicht die ausgeprägte Ordnung der Krystalle, welche der Druck in den Schichten veranlasst. Sie fallen mit den Flächen zusammen, welche die einzelnen Abschnitte in Abbildung 53, also die einzelnen Drucksysteme, begrenzen. Die Druckkräfte senkrecht zu diesen, also die horizontalen Strömungen, sind ebenfalls nicht kontinuierlich, weil sie von Zustandsänderungen unterbrochen werden; die letzteren müssen genau längst den Grenzflächen der Abschnitte vorgehen. Die Blaubänder erscheinen somit als die Flächen, auf welchen die Zustandsänderungen erfolgen. Dass sie mit einem Wiedergefrieren verflüssigter Massen zusammenhängen, beweist ihre Klarheit, auf welcher die blaue Farbe beruht. Es ist anzunehmen, dass auf ihnen das horizontal fortgepresste Wasser bei dem Eintritt in den nächsten, geringer belasteten Abschnitt in den Hochräumen, die es findet, gefriert. Ihre wechselnde Lage hängt damit zusammen, dass die Zustandsänderung fortschreitet. Dass sie keine so bestimmte Krystallordnung, wie die Schichten, besitzen, liegt daran, dass die Druckwirkung eine unterbrochene ist, wie es bei dem Wechsel des Aggregatzustandes auf der Grenzfläche zweier Abschnitte der Fall sein muss. Wo die horizontale Druckwirkung anhaltend und kräftig wird, sehen wir diese ja auch mit dem ständigen Druck der einzelnen Systeme zu einer Resultante vereinigt, und die Schichtung mit der Blaubandstruktur zu einem System verbunden. Gerade das wechselnde Verhalten dieser beiden Strukturformen erklärt sich aus der beschriebenen Art der Eisbewegung, welche teils auf mechanischen Verschiebungen, teils auf Zustandsänderungen beruht.

Unter den früheren Ansichten über die Bewegung des Eises, die ich noch kurz berühren will, muss man solche unterscheiden, welche eine Lockerung des Gefüges voraussetzen, und solche, die davon teilweise absehen. Zu den letzteren gehören diejenigen, welche annehmen, dass die Bewegung des Eises wesentlich in einem Gleiten der gesamten Masse besteht, sowie diejenigen, welche dem Eise eine gewisse Plastizität ohne Bruch in der Nähe des Schmelzpunkts zuschreiben. Zu den ersteren gehören die Ansichten, welche die Eisbewegung durch partielle Verflüssigung unter Druck, oder durch partielle Zertrümmerung und Regelation, oder vorwiegend durch das Wachstum des Korns erklären. Eine ausführliche Behandlung aller dieser Ansichten findet man bei A. Heim[1]; ich möchte mich deshalb hier auf wenige Bemerkungen beschränken.

Eine Bewegung des Eises ohne jede Lockerung des Gefüges wird heute wohl von keiner Seite mehr angenommen. Nur darin gehen die Ansichten aus einander, wie weit ein Gleiten oder eine bruchlose Umformung infolge von Plastizität in der Nähe des Schmelzpunktes bei der Eisbewegung überhaupt beteiligt ist.

Was die bruchlose Umformung betrifft, so ist der Einfluss derselben schwer zu begrenzen, weil man bisher nicht mit Sicherheit sagen kann, ob nicht auch die

[1] Handbuch der Gletscherkunde, Abschnitt VI.

im Eise beobachteten bruchlosen Umformungen selbst auf inneren Verflüssigungen oder Zerteilungen beruhen. Der Umstand, dass die bruchlos umgeformte Eismasse in der Umformung verbleibt und nicht nach dem Aufhören der Kraft in die alte Form zurückkehrt, macht es sehr wahrscheinlich, dass es beim Eise überhaupt keine Plastizität ohne Brüche oder ohne Änderungen des Aggregatzustandes giebt. Da ich keine Erscheinung bei der Eisbewegung kenne, welche nur durch bruchlose Umformung erklärt werden kann, dagegen sehr viele, die sich dadurch nicht erklären lassen, glaube ich der bruchlosen Umformung keine Bedeutung in der Mechanik des Eises zuschreiben zu dürfen, zumal sie selbst noch nicht sicher bewiesen ist.

Auch der Anteil des Gleitens bei der Eisbewegung wird meiner Ansicht nach überschätzt. Ich glaube, dass die gleitende Bewegung auf die Gebiete beschränkt ist, wo ganz durchkältetes Eis an steilen Wänden passiv herabbricht, wie z. B. im Hintergrunde des Asakak-Gletschers (Tafel 37). Wo wir dagegen zusammengeschweisste Eismassen mit bestimmt geordneten Spalten, mit Blaubändern und vor allem mit Schichten sich bewegen sehen, da sind sicher innere Vorgänge innerhalb der Eismasse vorzugsweise bei der Bewegung beteiligt, da die erwähnten Eigentümlichkeiten durch innere Umformungen entstehen. Auch dem noch von A. Heim angeführten Grund, dass die polierenden Wirkungen des Eises auf den festen Boden ein Gleiten beweisen, vermag ich nicht zuzustimmen, da sich auch diese leichter durch die oben beschriebene Art der Bewegung erklären lassen, weil diese ihre Hauptkraft gerade in der Tiefe am Boden des Eises entfaltet. Überall, wo sich klares oder geschichtetes Eis in den untersten Lagen findet, haben wir es mit Zustandsänderungen und Umkrystallisationen zu thun. Da diese die Auslösungen des Druckes in der Eismasse sind, schliest ihre Anwesenheit geradezu ein Gleiten in der Gesamtheit aus.

Von den Ansichten, welche die Eisbewegung unter Zuhilfenahme einer Lockerung des Gefüges erklären, kann ich der von F. A. Forel früher entwickelten, welche in dem Kornwachstum die Ursache der Bewegung sieht, nicht beistimmen. Sie ist von ihrem Urheber selbst aufgegeben worden, weil er infolge der mangelnden Infiltrierbarkeit des Eises an dem Vorhandensein des genügenden Schmelzwassers innerhalb des Gletschers zweifelt. Wenn eine Infiltrierung von aussen her auch in der That nicht anzunehmen ist, so fehlt es doch an dem genügenden Schmelzwasser innerhalb der Eismasse nicht, wie ich früher gezeigt habe, und desgleichen nicht an der inneren Kälte, um es wieder zum Gefrieren zu bringen. Gegen die Theorie Forel's sprechen aber andere gewichtige Gründe. Einmal findet das Kornwachstum nachweisbar auf Kosten der benachbarten Körner statt und nicht infolge eines Zuwachses von aussen her; zweitens hat es eine bestimmte Grenze und wird nicht in der Richtung der Eisbewegung dauernd gesteigert; drittens aber sind nicht allein Vergrösserungen der Körner, sondern vollkommene Umlagerungen in den Schichten nachweisbar, und zwar solche, die mit einer Kompression des Volumens zusammenhängen, und nicht mit einer Vergrösserung, wie es die Theorie von Forel verlangte.

So kommt dieselbe bei der Mechanik der Eisbewegung wohl nicht in Betracht, und auch die Kornstruktur als solche muss dabei als unwesentlich erscheinen, wie auch Emden betont, weil die nachweisbaren Umlagerungen sich nicht an den Korngrenzen vollziehen, sondern ganze Kornsysteme betreffen. Die vollkommene Umkrystallisation in den Schichten ist dafür der beste Beweis, da in den dort gesetzmässig orientierten, bestimmt gerichtete Luft- und Sandeinschlüsse enthaltenden Krystallen eine durchgehende Verflüssigung und Wiederverfestung anzunehmen ist, und nicht nur eine Umlagerung, die auf die vorhandenen Körner Rücksicht nimmt. Auch in der Blaubandstruktur sehen wir Zustandsänderungen, welche durch die Körner hindurchgehen und sich nicht nach ihren Grenzen richten. Die Kornstruktur kommt nur insofern in Betracht, als die bei den Verflüssigungen übrig bleibenden Individuen zunächst den Anhalt für die Neuverfestigungen liefern. Wenn keine Körner übrig geblieben sind, ist die Neuverfestigung aber trotzem erfolgt; denn die geschichteten Teile zeigen eine durchgehende Umlagerung der Krystalle.

Die zweite Ansicht, welche für die Erklärung der Eisbewegung von einer Lockerung des Gefüges ausgeht, nimmt eine partielle Zertrümmerung und Regelation an. Versuche haben gezeigt, dass sich auf diese Weise Umbildungen vollziehen, welche wieder zu einheitlich zusammengeschweissten Eismassen führen. Dass derartige Vorgänge bei der Eisbewegung mitwirken, unterliegt keinem Zweifel; die Öffnung und Neuverschliessung der Spalten zeigt das zur Genüge. Es ist aber anzunehmen, dass Umbildungen durch Zerreissung und Regelation hauptsächlich an der Oberfläche stattfinden und dass bei den für die Gesamtbewegung wichtigeren Bewegungen in den unteren Lagen Verflüssigungen die Hauptrolle spielen. Nur bei niederen Temperaturen kann in der Tiefe Zersplitterung eintreten; bei der in der Eismasse herrschenden Temperaturverteilung, wie ich sie im XVI. Kapitel erörtert habe, wird Verflüssigung die Regel sein. Und überall, wo wir in der Tiefe klares oder geschichtetes Eis treffen, ist das ein Beweis, dass dort Verflüssigungen stattgefunden haben. Die grosse Verbreitung des unter der Mitwirkung von Wasser neugebildeten Eises spricht für den grossen Anteil, welchen die Verflüssigung an der Eisbewegung hat.

Die Ansicht über die Eisbewegung, welche ich in dem vorliegenden Werke entwickelt habe, und welche auf der Annahme partieller innerer Verflüssigungen und Wiederverfestigungen beruht, ist zuerst von J. Thomsen ausgesprochen und begründet worden. A. Heim legt derselben ebenfalls eine ausschlaggebende Bedeutung bei und fasst in Kürze eine Reihe von Argumenten zusammen, welche sich auf diese Weise erklären lassen. Meine Ausführungen haben die Reihe dieser Argumente vermehrt. Ich habe die thermischen, mechanischen und molekularen Vorgänge, auf welchen die Bewegung beruht, auf Grund meiner Beobachtungen innerhalb der Eismassen darzustellen und bis in ihre Einzelheiten zu verfolgen versucht. Da ich dabei überall auf Erscheinungen traf, welche nur durch Verflüssigung und Wiedergefrieren erklärt werden können, keine dagegen, welche eine andere Auffassung erheischen, und wenige, welche andere Erklärungen

zulassen, bin ich zu der Ansicht gelangt, dass die Eisbewegung ganz allgemein und von wenigen Ausnahmefällen abgesehen, die sich, wie die Niederbrüche des Hochlandeises, von vornherein als anderweitige Erscheinungen charakterisieren, auch ausschliesslich auf einem steten Wechsel des Aggregatzustandes beruht.

Die Entstehung des Diluviums.

Indem ich zum Schlusse dieses Werkes auf die am Eingang angestellten Betrachtungen über die Entstehung des Diluviums in anderen Erdräumen zurückkomme und die durch geologische Forschungen über die Wirkungen des Inlandeises erzielten Ergebnisse an den in Grönland auf dem Inlandeis selbst gefundenen Thatsachen prüfe, ist es meine Aufgabe, in Kürze auszuführen, in wie weit der Grundgedanke, dass die Bildungen des Diluviums durch die Bewegung eines Inlandeises entstanden ist, mit der beobachteten Art dieser Bewegung im Einklang steht. Einzelheiten werden sich dann auf Grund der allgemeinen Gesichtspunkte entscheiden lassen, aber nicht ausschliesslich durch eine Betrachtung der Eismechanik, sondern durch die geologische Untersuchung der Gebiete, in denen sie wirkte. Denn in dem allgemeinen Rahmen werden häufig auch verschiedenartige Äusserungen derselben Kraft möglich erscheinen, während die Untersuchung an Ort und Stelle und die nur dort mögliche Feststellung des Verhältnisses, in welchem die einzelnen Äusserungen der allgemeinen Kraft zu einander stehen, die Entscheidung bringt, welche Richtung derselben in die Erscheinung trat. Die Kenntnis der Eismechanik liefert die Umrisse, in welche die geologische Einzelforschung ihre Ergebnisse einfügt.

Das Auftreten des Inlandeises, welches die geologische Forschung zur Erklärung des norddeutschen und skandinavischen Diluviums voraussetzt, gleicht in Einzelheiten dem Auftreten des Inlandeises in Grönland. In Nord-Europa lag es in einer Schale, nämlich in der Ostsee, deren Vorhandensein schon während der Eiszeit nicht zu bezweifeln ist;[1] das Ursprungsgebiet der Vereisung war die nordwestliche höhere Seite der Schale, das Endgebiet die südliche und östliche Seite, welche auch um mehrere hundert Meter und stellenweise noch mehr über den Boden der Schale aufragt. In Grönland erfüllt das Inlandeis die Senke zwischen dem westlichen und dem östlichen Küstengebirge, von denen das letztere so breit ist, dass es vermutlich von Osten bis zur Mitte des Landes hineinreicht. Es ist das Ursprungsgebiet der Vereisung, während das westliche, meistens niedrigere Gebirge, ihr Endgebiet ist. Darin unterscheiden sich aber die beiden Vereisungen, dass die grönländische schon in der Tiefe der Schale endigt, weil dort grosse Meeresbuchten hineingreifen, die seinem Eis ein Abströmen gestatten, während die nordeuropäische höher auf die dem Ursprungsgebiet gegenüberliegenden Wandungen

[1] F. Wahnschaffe, Die Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes Stuttgart 1891, S. 57.

der Schale hinaufreichte. Durch den Einbruch des Meeres entstehen in Grönland die heftig bewegten Inlandeisströme, welche in der nordeuropäischen Vereisung wohl kaum ein Analogon hatten, da zu deren Entstehung ein tiefes Meer gehört. Ähnliche Verhältnisse, wie an dem Südende der europäischen Vereisung, trifft man jedoch in Grönland auf den ausgedehnteren Landgebieten, welche sich dem Vordringen des Inlandeises zwischen den Fjorden entgegenstellen, und auf denen es, wie einst auf den deutschen Mittelgebirgen, aufwärts strömt.

Was nun die geologischen Thatsachen betrifft, die in Nord-Europa in erster Linie die Annahme eines Inlandeises verlangen, so muss man darin die Wirkungen auf den Untergrund und die Ablagerungen des Eises unterscheiden.

Von den ersteren trifft man die Glättungen, Schliffe und Polituren auf anstehendem Fels sowohl in dem Vorlande der grönländischen Vereisung, wie an ihrem Boden selbst ganz in der gleichen Weise, wie in dem Gebiet der früheren nordeuropäischen Vereisung. Wenn auch die Möglichkeit in Betracht zu ziehen ist, dass eine derartige Beeinflussung des anstehenden Fels teilweise auf anderem Wege entstehen kann, wie ich Seite 69 ausgeführt habe, so besteht doch darüber kein Zweifel, dass sie der Hauptsache nach durch strömendes Eis geschieht, und dass ihr Vorhandensein deshalb die frühere Verbreitung des strömenden Eises beweist.

Auch die Art der Entstehung solcher Wirkungen auf den Untergrund ist leicht zu verstehen, wenn man bedenkt, dass die Hauptkraft der Eisbewegung in der Tiefe entfaltet wird, und dass die untersten Lagen des Eises die grösste relative Geschwindigkeit besitzen. Da sie ausserdem stets eine Menge von Schuttbeimengungen enthalten, welche durch den glaciostatischen Druck in der Weise, wie ich es ausgeführt habe, von den Gebieten grösserer zu den Gebieten geringerer Mächtigkeit, also unter Umständen auch bergaufwärts fortgeschoben werden, muss unter allen Umständen eine starke Abnutzung des Untergrundes, auf dem das geschieht, erfolgen.

Die transportierten Blöcke haben dabei im Eise eine stabile, wenn auch nicht ganz konstante Stellung. Änderungen derselben werden besonders dann eintreten, wenn die Blöcke bei ihrer Wanderung auf andere Blöcke treffen. Durch eine Verdichtung des Schuttes, die dann entsteht, tritt eine Änderung der Mächtigkeitsverhältnisse des Eises ein und so unter Umständen auch eine Änderung der Bewegungsrichtung. Der Block kann auf Grund solcher Hindernisse in anderer Stellung einen anderen Weg einschlagen, als er bisher hatte. Man muss sich aus diesem Grunde hüten, aus verschiedenen Schrammungsrichtungen auf verschiedene allgemeine Bewegungsrichtungen des Eises zu schliessen. Nicht allein die örtlichen Landformen, sondern auch die stetig in der Bewegung wechselnden Beträge der Schuttbeimengung und der Mächtigkeit des Eises können örtliche Änderungen der Bewegungsrichtung zur Folge haben. Dieselbe geht zwar immer von der dickeren Eismasse gegen die dünneren hin; durch den wandernden und wechselnden Schutt werden aber die Quantitätsverhältnisse des

Eises und damit auch die Bewegungsrichtungen in den verschiedenen Gebieten geändert.

Wirkungen des strömenden Eises auf lockeren Untergrund habe ich in Grönland nicht gesehen, weil dazu die Gelegenheit fehlt. Dass aber derartige Stauchungen, Schiebungen und Faltungen, wie sie im Gebiet der nordeuropäischen Vereisung beobachtet sind, durch den Eisdruck entstehen können, steht ausser Frage, weil in den untersten Lagen des Eises eine bedeutende, in der Horizontalen schiebende Kraft vorhanden ist. Ist das Erdreich locker oder von Wasser durchtränkt, wie es unter dem Eise vielfach der Fall ist, dann muss sich der verschieden starke Druck der verschieden mächtigen Eisabschnitte darauf übertragen und somit ähnlich bethätigen, wie in dem Eise selbst, und da die Zustandsänderungen, durch welche die Druckdifferenzen im Eise teilweise gelöst werden, in dem Erdreich um so mehr fortfallen, je tiefer man kommt und je weniger Eis in demselben verteilt ist, so wird die Auslösung der Druckdifferenzen immer mehr durch mechanische Schiebungen erfolgen, welche bei entgegenstehenden Hindernissen zu Schichtenbiegungen und Faltungen führen. Schon in dem schmutzdurchsetzten Eise des Kome-Gletschers sind die Schichten in förmliche Falten geworfen (Abbildung 34, Seite 327), weil die horizontal in der Richtung der Eisbewegung schiebenden Kräfte hier an einer Schuttansammlung ein Hindernis finden. Leichter noch werden Falten in blossem lockern Erdreich entstehen, weil hier der Druck nicht mehr teilweise durch die Fortpflanzung einer Zustandsänderung beseitigt werden kann, sondern ganz in mechanische Umlagerungen umgesetzt werden muss.

Was die zweite Gruppe von geologischen Thatsachen betrifft, deren Vorhandensein die frühere Verbreitung des Eises in Nord-Europa beweist, die Ablagerungen des Inlandeises selbst, so haben die Endmoränen Nord-Europas nach Auftreten, Form und Zusammensetzung ein vollkommenes Analogon in den Randmoränen des grönländischen Inlandeises, und zwar sowohl in denjenigen, welche in dem heutigen Rand des Inlandeises verlaufen, wie in den noch mächtigeren alten Moränen, welche in einigem Abstand davon nebenherziehen. Es sind grobe Blockpackungen mit verhältnismässig geringen Beimengungen von feinerem Material, welche Wälle von wechselnder Höhe bilden; dieselbe ist dort am grössten, wo der Eisrand in Verebnungen hineintritt oder auf geringen Neigungen aufwärts dringt, und dort am kleinsten, wo das Eis an steilen Felskanten vorbeizieht. Hier ist der Wall häufig zu einer einfachen Blockschüttung erniedrigt. Auch die Endmoränen Nord-Europas bilden Steinwälle von wechselnder Höhe, welche stellenweise aussetzen.[1]

Die hohen Randmoränenwälle finden sich in Grönland in den Gebieten, wo das Schwellen gegen das Land, also die aufwärts gerichtete Bewegung des Eises beobachtet ist; sie überragen häufig die Eisoberfläche und stellenweise auch die

[1] F. Wahnschaffe, Die Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. S. 103 ff. C. Gottsche, Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holsteins (Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg. Band XIII, 1897).

Felsen davor. Es steht somit fest, dass sie hier eine **Häufung von Material** darstellen, welche dadurch entsteht, dass der Eisrand längere Zeit in derselben Zone endigt und die mitgebrachten Steine ablagert. Die durch Temperaturverhältnisse sowohl, wie durch die geringere Dicke der Randzone erklärbaren, aufwärts gerichteten Kräfte heben den Schutt vom Boden empor und bauen die Randmoräne über die Höhe des Eises hinaus, während dort, wo der Eisrand an steilen Felsen vorbeizieht, eine vollständige Ablenkung der gegen das Land gerichteten Bewegung erfolgt, welche die Moränenhäufung verhindert.

Bemerkenswert ist, dass die Randmoränen stellenweise so kompakt und selbstständig werden, dass sie als festes Widerlager der Eisbewegung entgegentreten. Dann quillt das Eis, z. B. in dem Randsee der zweiten Nische, an dem Steinwall empor und ordnet seine Schichten parallel zu der Abdachung der Moräne, also so, dass sie gegen das Eis einfallen. Wenn die Schichtung nun auch mit dem zunehmenden Schwunde des Eismaterials grösstenteils verschwindet, so bleibt doch eine Lage von feineren Sanden und Granden nach dem Abschmelzen des Eises zurück. Auf diese Weise entstehen Endmoränenwälle, deren innere gegen das Eis gekehrte Seite von feinerem Material bedeckt wird, das stellenweise nach Maasgabe seiner Menge noch die Spuren einer Schichtung enthält. Die Steine des Kerns wie des Mantels haben geschliffene und gekritzte Flächen und abgestumpfte Kanten, wie das typische Moränenmaterial.

Obgleich die Randmoränen Grönlands typische Endmoränen sind, streichen sie häufig annähernd parallel zu der Bewegung der Eisströme, welche sich aus dem allgemeinen Vordringen des Inlandeises entwickeln und an den Landformen, an denen sich die Moränen häufen, entlang gehen. Dass diese indessen nicht als Seitenmoränen aufzufassen sind, habe ich schon Seite 112 auseinandergesetzt. Sie verdanken ihre Entstehung eben nicht derjenigen Bewegung, welche das Eis an den Felsen entlang führt, so dass es den Schutt, den es von diesen empfangen hat, mitträgt, sondern dem Schwellen gegen das Land hin, welches neben dem Strömen zum Fjord infolge des allseitigen Auseinanderpressens gegen die Gebiete geringeren Druckes hin zu stande kommt; während die Hauptmasse zum Fjord entweicht, wo der Druck durch die tragende Kraft des Meeres entlastet wird, dringt ein Teil gegen das Land hin, wo die Mächtigkeit geringer ist. Für die Bewegung des Eisstroms haben die Randmoränen des Karajak-Nunataks die Lage von Seitenmoränen, wenn sie auch hier wie überall, wo sie direkt als die Endmoränen des Inlandeises erscheinen, durch den gegen das Land und gegen ihr Streichen hin gerichteten Teil der Eisbewegung entstehen. Wo dieser Teil fehlt, wie an vortretenden Felsen, die das Eis gänzlich ablenken, sind auch keine Moränen vorhanden (Tafel 29) oder nur ganz niedrig entwickelt. Die Bewegung des Eises ist nicht auf eine Richtung beschränkt; die Moränen können deshalb unter Umständen der Hauptrichtung parallel gehen und doch als Endmoränen entstehen.

Das Vorhandensein eines gegen das Land gekehrten Druckes infolge des unter Umständen auch senkrecht zu der Hauptbewegung des Eises gerichteten

Strömens, welches sich nicht allein in dem Schwellen der Randgebiete des Inlandeises, sondern auch in einigen Küstengletschern, die, wie der Asakak, ihre Thäler ganz ausfüllen, darin äussert, dass die Blaubänder parallel zur Richtung der Hauptbewegung verlaufen (S. 313), kann meiner Ansicht nach nicht allein Moränenzüge erklären, welche senkrecht und parallel zur Eisbewegung verlaufen und in beiden Fällen Endmoränen sind, sondern auch die Reihe derjenigen Bildungen, welche als Åsar und als Durchragungsmoränen bezeichnet werden.

Die Åsar Schwedens[1] besitzen darin denselben Doppelcharakter, wie die Randmoränen Grönlands, dass sie teils in der Richtung der hauptsächlichen Eisbewegung, teils senkrecht dazu verlaufen; die ersteren werden als Längsås, die letzteren als Queràs bezeichnet. Sie unterscheiden sich von den Randmoränen wesentlich durch den gerundeten Charakter ihres Materials, welcher sie den fluvioglacialen Bildungen einreiht und durch ihre ausgeprägte Schichtung, welche häufig von der Höhenlinie der Ås sattelförmig nach beiden Seiten abfällt. Die Durchragungsmoränen[2] Nord-Deutschlands werden von manchen Forschern[3] als den Ås gleichartige Bildungen betrachtet; sie gleichen ihnen in dem Charakter des Materials und der Art ihrer Schichtung und haben nur einen Unterschied darin, dass sie von Moränen bedeckt sind, während dies bei den Ås nicht der Fall ist.[4]

In Grönland fehlt es an geschichtetem lockeren Erdreich und an sichtbaren fluvioglacialen Bildungen unter den Moränen; es fehlt infolge dessen auch an Bildungen, die man mit den Ås und den Durchragungsmoränen vergleichen kann. Wenn man jedoch die Kräfte betrachtet, welche die Randmoränen häufen und das Eis auf deren Gehängen emportreiben, und wenn man bedenkt, dass die Hauptwirkung derselben in der Nähe des Untergrundes und gerade bei den Moränen entfaltet wird, dann wird man zugeben müssen, dass diese horizontal schiebenden Kräfte dort auch Faltungen eines lockeren Untergrundes verursachen können. Durch solche Faltungen werden Sattelbildungen entstehen, die nahe an und parallel zu den Randmoränen streichen und demzufolge, wie diese, teils senkrecht teils parallel zu der Hauptbewegungsrichtung des Eises verlaufen, wie das die Ås und die Durchragungsmoränen thun. Unter diesem Gesichtspunkte erscheint der erwähnte Unterschied zwischen den beiden letzteren Bildungen nur durch die Grösse der Druckwirkung bedingt. Von den Randmoränen aber, die an einer Seite von einem Mantel feineren Materials mit Spuren von Schichtung bedeckt sind, müssen sich beide Bildungen durch den gerundeten Charakter ihres Materials unterscheiden.

Was nun den Transport des Materials selbst betrifft, welcher wegen des auch in Grönland beobachteten Mangels an Oberflächenmoränen des Inlandeises,

[1] G. de Geer: Beskrifning till Geologisk Jordartskarta öfver Hallands Län. Stockholm 1893. S. 13 f.

[2] H. Schröder, Jahrb. d. K. Pr. Geol. Landesanstalt f. 1888, Berlin 1889, S. 166 ff.

[3] F. E. Geinitz, Über Åsar und Kames in Mecklenburg. G. Behrendt, Zeitschrift d. Deutsch. Geol. Ges. 1888, S. 483 ff.

[4] F. Wahnschaffe, Die Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes, S. 113 f.

sowie wegen des petrographischen Charakters in und unter dem Eise erfolgt sein muss, ist eine Bewegung der Grundmoräne aus denselben Gründen zuzugeben, durch welche sich die Einwirkungen auf den Untergrund und die Anhäufungen der Endmoränen erklären. Der horizontale, besonders kräftig in den untersten Lagen wirkende Schub kann ohne Frage eine Fortbewegung des unter und in dem Eise verteilten Schuttes bewirken. Mit jeder Faltung des lockeren Untergrundes ist an sich schon eine Fortbewegung verbunden.

Hinsichtlich der Grenzen dieses Transports ist aber zu bedenken, dass die bewegende Kraft im Eise liegt, und dass sie sich mit dem wachsenden Zurücktreten des Eismaterials hinter den Schuttbeimengungen verliert. Die Grundmoräne geht aus der Schichtung hervor (Tafel 27 und 28) und ist gewissermaassen das Endergebnis der Kompressionsvorgänge, welche die Schichten bilden, indem das Eis in den Schuttmengen verschwindet. Die horizontalen Bewegungen im Eise beruhen nun nicht allein auf rein mechanischen Verschiebungen, sondern auch auf Zustandsänderungen; beide führen zu demselben Ergebnis der horizontalen Fortpflanzung einer bestimmten Eismasse. In der Grundmoräne fallen die Zustandsänderungen allmählich fort, und auch der Anlass für rein mechanische Verschiebungen wird immer geringer, je dichter der Schutt aneinanderrückt, weil damit die Grösse der inneren Reibung wächst. Nur in einer wasserdurchtränkten Schuttmasse können sich die Druckkräfte noch ähnlich in mechanische Schiebungen umsetzen, wie im Eise selbst, weil sich der Druck im Wasser fortpflanzt. In einer kompakten Schuttmasse aber werden die schiebenden Kräfte, welche von den darüber hinströmenden Massen herrühren, infolge der Reibung der einzelnen Stücke aneinander bald zum Stillstand gelangen. Die bewegende Kraft liegt im Eise. Ihre Wirkung kann sich auch über die Grenzen desselben in den Schutt hinein erstrecken; sie muss jedoch nach dem Aufhören des Eises bald zum Stillstand gelangen.

So stimme ich der von A. Heim, J. Geikie, F. Wahnschaffe und auch A. Penck vertretenen Ansicht[1] bei, dass es sich bei dem Transport der Grundmoräne nur um verhältnismässig dünne Lagen handeln wird, die unter dem Eise fortbewegt werden, und dass eine Bewegung der mächtigeren Geschiebemergeldecken als zusammenhängendes Ganze undenkbar ist. Zu dem Transport der eigentlichen Grundmoräne kommt noch die Bewegung der im Eise selbst verteilten Schuttmassen, die in den geschichteten Lagen angereichert sind und in die Grundmoräne übergehen. Die Quantität des gesammten bewegten Schuttes hängt von der Mächtigkeit des Eises und den Veränderungen dieser Mächtigkeit ab, wie die ganze Bewegung. Die mitgeführten Schuttmengen können in nahe beieinander gelegenen Gebieten und bei wechselnder Mächtigkeit an Ort und Stelle auch in demselben Gebiet verschieden sein, je nach dem Verhältnis, in dem sie zu den dort vorhandenen Eismassen stehen.

---

[1] F. Wahnschaffe, Die Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes, S. 82 ff.

Unter den besonderen Ausbildungen, welche die Grundmoräne besitzt, spielt die sogenannte Grundmoränenlandschaft eine wichtige Rolle. Die Frage, ob man sie mit A. Penck[1] und R. D. Salisbury[2] als eine Häufung von Endmoränen auffassen soll, oder mit F. Wahnschaffe[3] als eine von den Grenzen der Vereisung unabhängige, durch die Landformen bedingte Häufung von Grundmoränen, ist für die Entstehungsart dieser Bildungen ohne Belang. Ich halte die Auffassung von Wahnschaffe, dass die Grundmoränenlandschaft am äusseren Rande von grösseren Bodensenkungen dadurch zur Ausbildung kommt, dass das Inlandeis nach dem Durchschreiten der letzteren an Transportkraft verliert und seine Massen reichlicher aufschüttet, für durchaus zutreffend. Auch müssen beim Aufwärtsströmen an dem äusseren Rande der Senke die stauenden Kräfte besonders zur Geltung kommen, weil dieselben dort in dem Untergrunde ein Hindernis finden. Nichtsdestoweniger haben die Endmoränen ganz die gleiche Entstehung, wie die Grundmoränenlandschaft, nämlich durch Aufhäufung von Grundmoränen-Material in den dünneren Teilen des Eises. Diese liegen bei den Endmoränen in dem äussersten Rand und bei der Grundmoränenlandschaft jenseits einer Senke, wo das Eis dünner ist, als in dieser selbst, die naturgemäss besonders mächtig vom Eise erfüllt wird. Die Ursache der Häufung ist in beiden Fällen ein wesentlicher Unterschied in der Mächtigkeit des Eises. Ob man Grundmoränenlandschaft und Endmoränen dabei überall scharf von einander trennen kann, ist für die Art der Entstehung beider eine nebensächliche Frage. F. Wahnschaffe erhält die Trennung für Nord-Deutschland aufrecht; mir erscheint sie für einige Teile der uckermärkischen Endmoräne schwer durchzuführen.

Eine andere besondere Art für das Auftreten der Grundmoräne bilden die Drumlins, welche gerade in den neueren Forschungen viel Interesse erweckt haben. Es werden darunter längliche, regelmässig geformte Hügel von Grundmoränen-Material verstanden, welche in der Richtung der früheren Eisbewegung verlaufen und sich zu Gruppen geordnet innerhalb der Endmoränenwälle vorfinden.

Über die Entstehung dieser Drumlins bestehen im wesentlichen zwei Ansichten, die man mit R. S. Tarr[4] am besten als die *constructional* und die *destructional theory* unterscheiden kann. Die erstere fasst die Drumlins als bestimmt gehäufte, den Sandbänken der Flüsse gleichende Ansammlungen von Grundmoränen-Material, die letztere als in bestimmter Weise abgetragene Moränen auf. Jene wird unter anderen von J. Geikie[5], Davis[6] und R. D. Salisbury[7], diese von R. S. Tarr angenommen.

---

[1] Die Vergletscherung der Deutschen Alpen, S. 116.
[2] Americ. Journ. of Science, 1888, S. 405 f.
[3] Die Ursachen der Oberflächengestaltung, S. 102.
[4] The American Geologist, Vol. XIII, 1894, S. 393 ff.
[5] The Great Ice Age, 1874, S. 88 und 97.
[6] Americ. Journ. of Science, 1884. Vol. 28, S. 415.
[7] New Jersey Geol. Survey, Annual Report for 1891, S. 71 ff.

Eine Entscheidung über die Art der Entstehung kann sich meiner Ansicht nach nur aus der Untersuchung des Vorkommens und des Verhaltens der Drumlins zu den Moränen ergeben. Von dem Standpunkt der Eisbewegung betrachtet erscheint sowohl eine Anhäufung von Grundmoränen-Material in Form der Drumlins, als auch eine Ausschürfung der Moränen zu der Form derselben möglich. Beide Wirkungen würden sich aus Mächtigkeits-Differenzen des Eises erklären. Bemerkenswert erscheint der Umstand, welcher in einer Karte der schweizer Drumlinlandschaft von J. Früh[1] deutlich hervortritt, dass dieselben fächerförmig auseinanderlaufen, sowie ferner der von R. Sieger[2] hervorgehobene Gesichtspunkt, dass sich derartige Ablagerungen in Gebieten verringerten Gefälles und am Ende minder mächtiger, schwach bewegter Eismassen befinden. In solchen Gebieten müssen Aufschüttungen von Grundmoränen-Material in der Form der Drumlins entstehen, weil dort die Eismassen, wie die Zunge des Asakak-Gletschers, nach allen Seiten auseinanderströmen und dabei an Mächtigkeit, wie an Transportkraft verlieren. Hier herrscht Aufschüttung und nicht Erosion; die grössere Stärke der Aufschüttung in den Zügen der Drumlins lässt sich durch Mächtigkeits-Differenzen und durch Unterschiede der Schuttansammlung in den einzelnen Teilen des Eises erklären.

Nur mit wenigen Worten sei zum Schluss dieser Betrachtungen über die Probleme des Diluviums noch der erosiven Thätigkeit des Eises und der Seenbildungen in den alten Gletschergebieten Erwähnung gethan. Ich denke dabei nicht an die zahlreichen Seen des Baltischen Höhenrückens, welche von F. Wahnschaffe[3] mit Recht wegen der Gleichmässigkeit der diluvialen Ablagerungen an ihren Ufern und ihrem Boden als die Ausfüllungen der durch unregelmässige Aufschüttung des Diluviums entstandenen Vertiefungen betrachtet und als Grundmoränenseen bezeichnet werden, oder an die runden Kessel und Sölle, welche E. Geinitz[4] durch die Strudelwirkungen der Eiswasser entstanden denkt, als an die Rinnenseen, welche sich in den alten Flussthälern zu Reihen ordnen und an die Felsbecken, welche früher vereiste Gebirgsländer, wie auch das Vorland des grönländischen Inlandeises, in unabsehbarer Fülle zieren.

Es unterliegt keinem Zweifel, dass die Bewegungsart des Eises die Aushöhlung von Seebecken begünstigt. Da es bei dem Strömen weniger auf Niveaudifferenzen, als auf Mächtigkeitsunterschiede ankommt, wird jede Vertiefung, welche das Eis findet und in der es mächtiger ist, als nebenbei, zu einer fortschreitenden Aushöhlung derselben Veranlassung geben. Da in Grönland durch die Arbeit der Verwitterung eine sehr ungleichmässige Zerteilung der Gneissfelsen

[1] Die Drumlins Landschaft mit spezieller Berücksichtigung des alpinen Vorlandes. Jahresber. d. St. Gallischen Naturw. Ges. 1894/95. St. Gallen 1896.

[2] Geographische Zeitschrift, Leipzig 1897, S. 411 f.

[3] Die Ursachen der Oberflächengestaltung des Norddeutschen Flachlandes, S. 139.

[4] Über die Entstehung der Mecklenburgischen Seen. Archiv 39 des Vereins d. Freunde d. Naturw. in Mecklenburg.

erfolgt, ist das Land für die Aushöhlung von Seebecken vorbereitet. Der Eisdruck muss die abgesprengten Blöcke und Platten allmählich verrücken und von ihrem Standpunkt entfernen, und dann die Lücken, die sie gelassen, angreifen und zu Becken erweitern.

Es muss jedoch betont werden, dass die Eisthätigkeit mehr auf eine Verlängerung der Becken in der Stromrichtung hinwirkt, als auf eine Vertiefung. Sie setzt dort an, wo die Mächtigkeits-Differenzen im Eise hervortreten, also, wenn die Oberfläche keine entsprechende Eintiefung besitzt, wie der Boden, am meisten dort, wo der letztere sich in der Stromrichtung wieder zu heben beginnt, und greift somit am meisten die aufsteigende Wand des Beckens an. Ist dieselbe bis zu dem Niveau der tiefsten Stelle ausgehöhlt, so werden dort die Mächtigkeits-Differenzen durch einen Ausgleich im Eise und damit der Grund für eine fernere Vertiefung des Beckens verschwinden. So hat die Beckenbildung durch Eis-Erosion im Untergrunde eine bestimmte Grenze, welche weniger von dem Charakter des letzteren, als von dem Ausgleich der Eisdicke innerhalb der Vertiefung abhängt. Wenn die Grenze erreicht ist, kann das Becken noch in der gleichen Weise abgeschliffen werden, wie das Land umher, ohne dadurch aber eine relative Vertiefung zu erfahren. Diese selbst geht wenig über die ursprünglichen Beträge der Unebenheiten des Landes hinaus, weil der Ausgleich der Mächtigkeit im Eise jedenfalls so schnell erfolgt, dass die erodierende Thätigkeit wesentlich nur in der Beseitigung vorgefundener Unebenheiten besteht.

Die Rinnenseen endlich und besonders diejenigen, welche beim Austritt des Eises aus dem Gebirge liegen, wird man häufig als Gebilde der Eis-Erosion auffassen können, wie es A. Penk[1] gemeint hat, weil beim Austritt des Eises in das Vorland zunächst eine Steigerung der Mächtigkeit stattfinden kann. In diesem Falle wird eine Aushöhlung auch auf ebenem Boden eintreten, und besonders wenn der Boden des Vorlandes aufsteigt, während eine Aushöhlung bei gleichmässiger Mächtigkeit nicht zu erwarten ist. Aber auch hier wird die eintiefende Thätigkeit bald in eine das Becken verlängernde übergehen, weil die Eintiefung die vorhandenen Mächtigkeits-Differenzen steigert und dadurch die Hauptwirkung des Eises auf die aufsteigende Wand des Beckens richtet, um diese bis zu dem Niveau der tiefsten Stelle zu erniedrigen.

Schluss.

Mit diesem Ausblick auf die Eiszeit in anderen Erdräumen und ihre Wirkungen will ich meine Betrachtungen über Grönlands Eis und sein Vorland beschliessen. Es hat sich gezeigt, dass die gewonnenen Beobachtungen und die daraus abgeleiteten Ergebnisse über die Entstehung und das Wesen der

[1] Die Vergletscherung der Deutschen Alpen.

Eisbewegung die grossen Züge, welche die glacialen Ablagerungen in anderen Erdräumen kennzeichnen, gut erklären. Wenn man von der Thatsache ausgeht, dass die Eisbewegung nicht sowohl von dem Niveau als von der Mächtigkeit abhängt, und dass sie stets von den dickeren zu den dünneren Gebieten auf Grund von stäten Zustandsänderungen in ihrem Innern erfolgt, wird man nicht allein die Ausbreitung des Inlandeises, sein Vordringen über verschiedenartige Landformen, über Senken und Höhen, sondern auch die mechanischen Wirkungen, die es ausübte, also die Bearbeitung des Untergrundes und die Verteilung der Eissedimente verstehen. Das Vordringen durch ein Meer ist, wie ich im XIV. Kapitel ausgeführt habe, durch das Verhältnis der Mächtigkeit des Eises zu der Tiefe des Meeres bestimmt. Die flache Ostsee konnte jedoch auch verhältnismässig dünnen Eismassen kein Hindernis sein.

Was den Charakter der eiszeitlichen Ablagerungen in Grönland und in den alten Glacialgebieten anderer Erdräume betrifft, so kann ich das im XV. Kapitel darüber Gesagte hier nur wiederholen. Wenn man die dort mitgeteilten Analysen mit denen, welche aus anderen Gebieten vorliegen, vergleicht, findet man die Abhängigkeit des Grundmoränen-Materials von ihrem Herkunftsort bestätigt. Die Aufarbeitung weicher sedimentärer Gesteine, oder gar von Thonlagern, giebt der Grundmoräne eine andere Zusammensetzung, als die Zerreibung des harten Gneiss, wie er in Grönland vorliegt. Indessen scheint mit den Gneisstrümmern mit der Zeit eine Veränderung auch dann vorzugehen, wenn sie mit Wasser in Berührung gestanden haben, wie der starke Thongehalt der Bodenprobe aus der Baffin-Bai zeigte. Da wir die Durchtränkung der Grundmoränen mit Wasser aber als ein wesentliches Moment für ihre Bewegung ansehen mussten, ist eine Zersetzung des ursprünglich nur zerriebenen Gesteinspulvers in der steten Berührung mit dem Wasser wahrscheinlich. Der Gehalt an reinem Thon würde sich demnach auch in der Bewegung entwickeln können und nicht stets von Thonlagern, über die das Eis hinwegschritt, herrühren müssen. Dass ausserdem auch bei Driftmaterial ein reicher Thongehalt vorkommt (Seite 443), weist darauf hin, dass nicht alle diluvialen Ablagerungen Moränenbildungen sind.

Was die Wiederholung der Eiszeiten in den alten Glacialgebieten betrifft, welche die Folge der diluvialen Sedimente beweist, so können darüber einjährige Beobachtungen an einem noch heute vorhandenen Inlandeis natürlich keine weiteren Aufschlüsse bringen. Viele Spuren beweisen auch für Grönland eine früher grössere Verbreitung des Eises, welche bis auf die Höhen des Vorlandes hinaufreichte, jedoch die steilen Spitzen und Wände in allen Teilen der Küste, die bisher besucht sind, verschonte. Alte Moränen beweisen einen Stillstand in diesem Rückzug der früheren Vereisung, und dann einen ferneren Rückgang bis auf den heutigen Stand, dessen mächtige Randmoränen wieder einen Stillstand bedeuten. Denn hohe Rand- und Endmoränen können nur in einem stationären Zustand des Eises entstehen und zwar, da ein weiteres Vorrücken nach einem

Stillstand die aufgehäuften Wälle zum grössten Teile wieder zerstören würde, dort, wo sie gut erhalten sind, nur in einer Pause während einer Periode des Rückganges, wie es in Grönland der Fall ist. Manche Anzeichen sprechen heute dafür, dass im Karajak-Gebiet nun die Fortsetzung des Rückganges begonnen hat, und für das Gebiet der ganzen Westküste beweist es das Vorhandensein des Kryokonithorizonts.

Auch kleinere Oscillationen in der Eiszeit Grönlands lassen sich nachweisen, da die Wechsellagerung der weissen und der schwarzen Schichtung nur auf einem abwechselnden Überwiegen des Nährmaterials, beziehungsweise des Schwundes beruhen kann. Ersteres führt zu einem Vorstosse, letzteres zu einem Rückgang des Eises. Der heutige Kryokonithorizont an der Westküste ist die Grundlage für die Entstehung einer schwarzen Schichtungsgruppe und somit ein Kennzeichen der heutigen Periode des Rückganges. Wie gross diese Oscillationen sind, lässt sich nicht beurteilen. Aus der Anzahl der wechselnden weissen und schwarzen Schichtungsgruppen (Tafel 16) lässt sich nur schliessen, dass sie sich mehrfach wiederholt haben. Heute liegt das Inlandeis an der Westküste unter klimatischen Bedingungen, bei denen der Schwund überwiegt und die das Inlandeis in seiner heutigen Form nicht zu bilden vermöchten. Indessen hängt seine Ausbreitung weniger von dem Klima der Westküste, als von dem des Innern ab. Was wir an der Westküste sehen, gleicht einer Gletscherzunge, die in Gebiete, die ihrem Wesen fremd sind, hinabreicht. Die Bildung des Eises aber erfolgt aus den Schneemassen, welche auf den Höhen des Innern fallen.

Von den Schwankungen des Inlandeises wendet sich nun der Blick zu den früheren Abschnitten der Geschichte der Erde zurück, deren Dauer man nicht mit unserem Zeitenmaass, sondern nur nach den Entwickelungsstadien der organischen Welt zu bemessen vermag, die aber für das Land eine stete Abkühlung zeigen. Denn Grönland hat einst wärmere Zeiten gehabt; in der Kreide-Periode und bis in das Tertiär hinein war das Klima derartig, dass auch dort die reiche Flora erblühte, welche alle heute in Eis starrenden Länder, die den Nordpol umgeben, geschmückt hat, wie man aus ihren Resten erkennt. Damals drangen dort zur Oberfläche der Erde auch vulkanische Massen empor, welche heute die Ablagerungen jener Zeiten als Gänge durchsetzen oder als Decken überlagern. Im Gebiet des Umanak-Fjordes, wo heute die mittlere Jahrestemperatur — 7° C. beträgt, hat nach O. Heer im Tertiär eine solche von + 12° und in der Kreidezeit sogar von + 20° C. geherrscht. Auch wenn diese Zahlen sich dem absoluten Betrage nach nicht vollkommen aufrecht erhalten lassen, ist doch sicher seit der unteren Kreide eine bedeutende Abkühlung jener Gebiete erfolgt.

Vor der Kreidezeit haben wir in der Entwickelungsgeschichte West-Grönlands eine klaffende Lücke, welche bis zu den ältesten geologischen Zeiten zurückreicht; denn aus dem Altertum unserer Erde und aus dem grössten Teile des Mittelalters sind keine Reste erhalten geblieben, die uns von den damaligen Zuständen Kunde geben. Erst die allerältesten Ablagerungen sind wieder vertreten; das

Inlandeis liegt meistenteils auf Granit, auf Gneiss und auf den krystallinischen Schiefern. Diese Gesteine entstanden aber unter noch weit höheren Temperaturen, als die Sedimente der Kreide; seit ihrer Bildung ist also eine noch bedeutendere Erkaltung jener Gebiete erfolgt, als von der Kreide bis zu der Jetztzeit.

Es ist eine wunderbare Ähnlichkeit, welche die Bildungen der Gneissformation, also die ältesten Erstarrungsprodukte der Erdrinde mit den jüngsten, dem Inlandeise, besitzen. Wenn man die steilen Gneisswände der Fjorde mit ihren gestauchten, gefalteten und verworfenen Schichten, mit ihren Bändern von krystallinischen Schiefern, mit ihren alteruptiven Gängen und mit ihren Klüften und Brüchen betrachtet, dann ist man überrascht bei Wanderungen über das Inlandeis dieselben Erscheinungen wiederholt zu finden.

So entspricht die Schichtung des Eises, welche so oft einer Flaserung gleicht, der Schichtung des Gneiss. Hier wie dort sind es geordnete Krystallausscheidungen, aus welchen die Schichten bestehen. Beim Eise sind es gleichmässig orientierte Eiskrystalle mit Beimengungen von Schutt, Sand oder Luft, die sich in bestimmten Horizonten auch zu breiten Bändern verdichten; bei dem Gneiss ist es das massenhafte Auftreten einzelner Silikate, z. B. der Hornblende, welche sich zu mächtigen Bändern gruppiert. Hier wie dort finden wir den Übergang der geschichteten Teile zu einem ungeschichteten Gestein, dem körnigen Granit und dem regellos orientierten, körnigen Eis. In beiden Fällen bestehen die geschichteten und die ungeschichteten Teile aus denselben Massen, nur dass die Eisschichten ausserdem auch fremde Beimengungen enthalten.

Neben diesen Bildungen, welche in die Struktur der beiden Gesteinsarten eingefügt sind, finden wir beim Eis, wie beim Gneiss eine Ähnlichkeit auch in denjenigen, welche die Struktur durchsetzen. Beim Eise sind es die Ausfüllungen der Spalten, beim Gneiss die alteruptiven Gänge dunklen Gesteins, welche stellenweise den Bruchlinien des Landes folgen und die steilen Wände der Fjorde begleiten. Die Spalten des Eises enthalten teils klares Wassereis oder feinkörniges, luftreiches Schneeeis, teils auch Steine und Sand. Wassereis und Schneeeis sind aber dem Inlandeis, also der Gesteinsmasse, welche sie durchsetzen, petrographisch ebenso nahe verwandt, wie die alteruptivem Gänge dem Gneiss, dessen Bruchlinien sie füllen.

Auch in den Störungen, welche die Struktur der zusammenhängenden Massen betroffen haben, gleichen sich die Bildungen des Gneiss und des Eises, denn bei den Faltungen, Zerrungen und Verwerfungen z. B. der Schichten des Asakak-Gletschers (Tafel 38) wird man an die Stauchungen der Gneisswände (Tafel 5) unwillkürlich erinnert. Hier wie dort haben horizontale Schiebungen die Schichtung gestört und in Falten geworfen; hier wie dort sind die Schichten und Bänder an vertikalen oder an horizontalen Bruchlinien gegen einander verrückt.

Die Ähnlichkeit zwischen den beiden Formationen beruht auf der Ähnlichkeit ihrer Entstehung. Denn das Eis ist das Erstarrungsprodukt derjenigen Massen, aus welchen der grösste Teil unserer Erdrinde jetzt besteht, und welche dieselbe

auch in gasförmigem Zustand in grossen Mengen umgeben; bei den herrschenden Temperaturverhältnissen kann das Wasser heute in allen drei Aggregatzuständen auftreten und zwischen diesen Zuständen wechseln. Das stete Schwanken bedingt die Formen des Eises, welche wir sehen. Denn die Niederschläge aus dem gasförmigen Zustande bilden die Hauptmasse und manche von den Einlagerungen, welche deren Bruchlinien füllen; der mittlere Zustand der Verflüssigung giebt dem Eise seine Bewegung und seine Gestalt.

Unter höheren Temperaturen aber, wie sie in den früheren und besonders in den ältesten Zeiten der Erdgeschichte geherrscht haben, mussten andere Massen, als das Wasser, sich unter den gleichen Bedingungen, wie dieses heute, befinden. Wenn die Silikate, welche die Gneissmassen bilden, damals zwischen den drei Aggregatzuständen geschwankt haben, können wir die Formen des Gneisslandes aus dem Vergleich mit denen des Inlandeises verstehen. Ein Wechsel zwischen dem starren und dem flüssigen Zustand hat die Schichtung mit ihren verschiedenartigen Störungen gebildet, ein Niederschlag von Gneissdämpfen hat die Massen vermehrt und die Bruchlinien mit Gneissschnee erfüllt, welcher mit derselben Zusammensetzung, wie die Hauptmasse, in deren Gängen eingelagert erscheint. Unter den höheren Temperaturen musste ein Gneissmeer bestehen, aus dem sich der erste Erstarrungsprozess der Erde unter denselben Erscheinungen und mit denselben Wirkungen, wie der heutige aus dem Wassermeer teils durch Verdunstung und Niederschlag in fester Form, teils auch durch direktes Gefrieren vollzog.

So erscheint das Inlandeis nur als ein Glied in dem Erstarrungsprozess unserer Erde, aber als ein grosses und ein wichtiges Glied. Denn nächst den altkrystallinischen Bildungen haben wir keine von einer annähernden Ausdehnung, wie sie das Wasser heute besitzt und wie sie das Eis nach vollendeter Erstarrung einmal besitzen wird. Neben diesen beiden Gesteinsarten werden alle anderen nur als untergeordnete Bildungen erscheinen, die auf dem allgemeinen Grundgerüste durch äussere Kräfte oder durch eine vorübergehende Bethätigung der inneren entstehen.

In Zeiten, die wir nicht zu denken vermögen, können nach fortgesetzter Erstarrung in den Formen des Eises vielleicht auch solche Massen als Meere fluten, welche wir heute nur durch die gesteigerten Mittel der Technik verflüssigen können. Die neueren Forschungen über die Wärme in den höheren Schichten der Atmosphäre und in dem Weltraum lassen dort weit niedrigere Temperaturen vermuten, als man es früher anzunehmen geneigt war. So geht vielleicht die Erstarrung der Erde im Laufe der Zeiten soweit, dass zwischen den Grundfesten der Eiskontinente, welche von den sedimentär zum Absatz gelangten Trümmern der eigenen Massen bedeckt und umlagert werden, Gase und Luft in flüssigem Zustande wallen und zum Teil schon verfestigt die kältesten Gebiete der Erde an den Polen überlagern und überströmen, wie es jetzt das Inlandeis thut. Dann wird eine tiefe Temperatur, in welcher heute alles

Leben ersterben würde, schwerlich noch selbst für anders geartete Organismen Lebensbedingungen bieten, wie die Schmelztemperatur des Eises es heute für uns thut, und eine Wiederbelebung des Wassers wird nur den unter der Erdrinde eingeschlossenen Wärmemengen gelingen, welche dann verheerend wirken und so gewaltig erscheinen werden, wie uns heute die vulkanische Glut. Unser Leben und unsere Vorstellungen beruhen auf der Wärme, welche der Erdball in dem jeweiligen Zustand der Erstarrung besitzt.

Index.

Abbildungen im Text.

Tafeln.

Karten.

I. Die Dänischen Kolonien in Nord-Grönland. Übersichtskarte für die Forschungen der Grönland-Expeditionen der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin unter Erich von Drygalski 1891—1893. Auf Grundlage der Dänischen Seekarte No. 147. Mittlerer Maassstab 1 : 1570000.

II. Karte der Karajak-Eisströme, ihres Nährgebietes und ihres Vorlandes. Aufgenommen und gezeichnet von Dr. Erich von Drygalski 1892—1893. Maassstab 1 : 50000.

III. Tasiusak, 191 m über dem Meere, nach der Aufnahme von Dr. Vanhöffen 1892. Maassstab 1 : 7000.

IV. Jakobshavns-Eisfjord, auf Grundlage der Karte von R. R. J. Hammer. Meddelelser om Grønland IV, Tav. II. Maassstab 1 : 500000.

V. Der westliche Itivdliarsuk-Eisstrom. Aufgenommen und gezeichnet von Dr. Erich von Drygalski 1893. Maassstab 1 : 100000.

VI. Karte der Eisströme im Fjordgebiet Kangerdluk-Umiamako. Aufgenommen und gezeichnet von Dr. Erich von Drygalski 1893. Maassstab 1 : 500000.

VII. Die Küstengletscher von Asakak und Sermiarsut. Aufgenommen und gezeichnet von Dr. Erich von Drygalski 1892—1893. Maassstab 1 : 50000.

VIII. Karte der Küstengletscher von Kome und Sarfarfik. Aufgenommen und entworfen von Dr. Erich von Drygalski 1892—1893. Maassstab 1 : 100000.

IX. Grönland. Auf Grundlage von Stieler's Handatlas Blatt No. 6. Maassstab 1 : 20000000. Die Karte ist als Karton auf Karte I gegeben.

X. Plankton, Temperatur, Salzgehalt und Wasserfarbe an der Oberfläche der Nordsee, des Atlantischen Ozeans und der Davis-Strasse (Band II, Seite 320).

Druck von Giesecke & Devrient, Leipzig u. Berlin.

